



SOCIETAS GEOGRAPHICA FENNIAE
ACTA GEOGRAPHICA 14

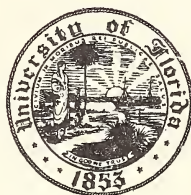
COMMENTATIONES
IN HONOREM PROFESSORIS

VÄINÖ AUER

SEXAGENARII EDITAE

HELSINKI—HELSINGFORS 1955

UNIVERSITY
OF FLORIDA
LIBRARIES



SOCIETAS GEOGRAPHICA FENNIAE

ACTA GEOGRAPHICA

14

COMMENTATIONES IN HONOREM PROFESSORIS VÄINÖ AUER
SEXAGENARII EDITAE




HELSINKI—HELSINGFORS 1955

910,58
A188
V. 14.
1955

HELSINKI—HELSINGFORS

1955

OY TILGMANN AB



Digitized by the Internet Archive
in 2017 with funding from
University of Florida, George A. Smathers Libraries



Vainio Auer

VÄINÖ AUERILLE

MAINEIKKAALLE MAANTIETEILIJÄLLE JA
TUTKIMUSMATKAILIJALLE HÄNEN
60-VUOTISPÄIVÄNÄÄN
OMISTAA TÄMÄN JULKAISUN
SUOMEN MAANTIETEELLINEN SEURA

A

VÄINÖ AUER

EL DESTACADO GEOGRAFO Y EXPLORADOR, EN SU
SEXAGESIMO ANIVERSARIO, DEDICA ESTA PUBLICACION
LA SOCIEDAD GEOGRAFICA DE FINLANDIA

VÄINÖ AUER

DEM HERVORRAGENDEN GEOGRAPHEN UND FORSCHUNGS-
REISENDEN ZU SEINEM 60. GEBURTSTAG GEWIDMET VON DER
GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT
IN FINNLAND

To

VÄINÖ AUER

OUTSTANDING GEOGRAPHER AND EXPLORER
ON HIS 60TH ANNIVERSARY
THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF FINLAND
DEDICATES THIS VOLUME

ACTA GEOGRAPHICA

14

	Page
1. Oswald Menghin: Väinö Auer und die prähistorische Forschung in Fuego-patagonien	7
2. Leo Aario: Finnish Researches Concerning Hinterland Problems	15
3. Reino Ajo: A Geographical Review of the Formation of Parishes in Finland before the Beginning of Communal Government in 1865	19
4. Erkki Aurola: Über die Geschiebeverfrachtung in Nordkarelien	32
5. Angel V. Borrello: Depósitos limnoglaciales en la región de Río Turbio Santa Cruz (Patagonia)	53
6. Arturo Burkart: Adesmia Aueri, nova species, nebst Bemerkungen über den Pollen der Gattung Adesmia (Leguminosae)	66
7. Dino A. Cappannini: Análisis microscópico de las muestras del perfil de la gruta de Inthulasi Prov. San Luis	70
8. A. E. Corte: Contribución a la morfología periglacial especialmente criopedológica de la República Argentina	83
9. I. A. Crotti de Úbeda Molina: Suelos podsólicos de Tierra del Fuego. Su caracterización petrológica	103
10. Willi Czajka: Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien	121
11. Armando L. De Fina: El distrito agroclimático de Helsinki y su discrepancia con los distritos Argentinos	141
12. Joaquin Frenguelli: Crisostomatáceas Platenses	149
13. Esa Hyypä: On the Pleistocene Geology of Southeastern New England.	155
14. E. H. Kranck: The Bedrock Geology of the Clyde Area in Northeastern Baffin Island	226
15. Hermann Lautensach: Die Insel Ischia	249
16. R. R. Martin: Los turbales y bosques fueguinos	286
17. M. M. Miller: A Nomenclature for Englacial Structures	291
18. Karl Mölder: Die Entwicklungsgeschichte des Sees Siikajärvi im mittleren Uusimaa	300
19. Martti Salmi: Additional Information on the Findings in the Mylodon Cave at Ultima Esperanza	314
20. Matti Sauramo: On the Nature of the Quaternary Crustal Upwarping in Fennoscandia	334
21. Igor Svento: Über die Handelsbetriebe und Handelsgebiete im Einflussgebiete der Stadt Mikkeli	349
22. Auvo A. Sääntti: Die Vegetation des Kokemäenjoki-Deltas im Lichte von Bodentopographie und Deltaentwicklung	359
23. Lucas A. Tortorelli: La lucha por la vida en bosques Argentinos	379
24. K. Virkkala: On Glaciofluvial Erosion and Accumulation in the Tankavaara Area, Finnish Lapland	393
25. E. M. van Zinderen Bakker: A Preliminary Survey of the Peat Bogs of the Alpine Belt on Northern Basutoland	413

Text 422 pages, 40 maps in the text, and 102 figures.

Väinö Auer und die prähistorische Forschung in Fuegopatagonien

Prof. Dr. OSWALD MENGHIN

Buenos Aires

Im Jahre 1948 erhielt ich von der Philosophischen Fakultät der Universität Buenos Aires den Auftrag, die so lange vernachlässigte Erforschung der Steinzeit Argentinien, besonders in den südlichen Teilen des ungeheuren Landes, wieder aufzunehmen. Seit dem Zusammenbruche des mit grossem Enthusiasmus, aber zu wenig Kritik aufgestellten Systems FLORENTINO AMEGHINOS hatte sich der einheimischen Forscher eine gewisse Resignation bemächtigt. Zunächst versuchten einige Geologen und Archäologen von den Behauptungen AMEGHINOS zu retten, was einigermassen vertretbar schien, aber es waren Rückzugsgefechte und die internationale Forschung nahm davon kaum mehr Kenntnis. Die von ALEŠ HRDLIČKA und seinen nordamerikanischen Mitarbeitern im Jahre 1910 durchgeführte Überprüfung der anthropologischen und archäologischen Materialien Argentinien, die nach AMEGHINOS Auffassung die Existenz des Menschen am La Plata bis zurück ins früheste Quartär, wenn nicht bis ins Tertiär beweisen sollten, hatte ein vernichtendes Ergebnis (HRDLIČKA 1910). Nach dem Urteil dieser Fachmänner gab es in Argentinien nicht einen einzigen Fund, der auf mehr als ein paar tausend Jahre Alter zurückblicken konnte. Dieses Verdikt war genau so von vorgefassten Ideen beeinflusst, wie die kühnen Theorien AMEGHINOS. In Wirklichkeit hätte man schon damals nicht allzuschwer das spätquartäre Alter gewisser argentinischer und anderer südamerikanischer Skelett- und Kulturfunde feststellen können. Aber HRDLIČKA vertrat bekanntlich die Ansicht, dass der Mensch frühestens am Beginn des Postglazials über die Beringstrasse gewandert sei und da konnte er natürlich in Patagonien nicht vorher gelebt haben. Für HRDLIČKA gehörten alle Indianer einem einzigen mongoliden Rassenstamme an und daher konnte er auch Entdeckungen, wie sie die Skelette von Lagoa Santa darstellten, kein Verständnis entgegen bringen. Er tat alle alten Skelettfunde, die in Amerika gemacht wurden, darunter auch das als spätquartär

sehr gut beglaubigte von Fontezuelas (Provintz Buenos Aires) mit der stereotypen Phrase ab, sie unterschieden sich in nichts von modernen Indianerskeletten. Dass sich ein Gelehrter in seine Ideen verrennt, kommt öfters vor, aber erstaunlich ist, dass man in Amerika dem Dogmatismus HRDLČKA so lange gefolgt ist. Seit der Entdeckung des Folsomkomplexes vor bald dreissig Jahren vollzieht sich in Nordamerika allerdings unaufhaltsam, wenn auch langsam die Reaktion gegen diese einseitige Betrachtungsweise. Heute ist es schon so weit, dass auch der Nachweis der Existenz des protolithischen (altpaläolithischen) Menschen auf nordamerikanischen Boden in greifbarer Nähe steht (MENGHIN 1950, CARTER 1950, 1951 u. 1952). Dadurch eröffnen sich natürlich auch neue Perspektiven für Südamerika.

Im Jahre 1926 wurde HUGO OBERMAIER nach Argentinien eingeladen. Man erhoffte von seiner ausserordentlichen Erfahrung ein entscheidendes Wort in der Frage der paläolithischen Kulturen des Landes. Er konnte ein solches ohne Untersuchungen im Terrain natürlich nicht abgeben, sondern beschränkte sich auf einige theoretische Bemerkungen über das Problem der Ähnlichkeit gewisser amerikanischen Typen mit europäischen (OBERMAIER 1932, p. 3—8). Es ist aber bemerkenswert, dass er sich über das spätquartäre Alter, das man einer ganzen Anzahl von Skeletten aus der Pampasformation zuschreibt, sehr positiv äusserte (OBERMAIER 1925 p. 336). Neuerlich sind wieder gegenteilige Meinungen zum Ausdruck gebracht worden; die betreffenden Aufsätze stützen sich aber auf durchaus veraltete Gesichtspunkte und zeigen einen bedenklichen Mangel an wirklicher Sachkenntnis (MC COWN 1952, p. 374—379, STOLYHWO 1952, p. 353—360).

Für mich war es vom ersten Augenblicke an klar, dass die schwebenden Probleme nur auf Grund neuer, zuverlässiger Forschungen im Terrain und in engster Zusammenarbeit mit der Geologie und anderer Naturwissenschaften gelöst werden können. Die Kräfte eines Mannes reichen dazu nicht aus, aber es musste einmal angefangen werden. Das Interesse an der urgeschichtlichen Forschung wird im Lande wieder erwachen, wenn sich Erfolge zeigen. Als ich mich umsah, wo sich etwa in modernen Studien geologischer, morphologischer, paläontologischer, palynologischer und verwandter Art Ansatzpunkte fänden, die meine Untersuchungen fördern konnten, stiess ich vor allem auf zwei Namen: EGIDIO FERUGLIO und VÄINÖ AUER. Der erste ist wieder in seine Heimat zurückgekehrt und jetzt Professor der Geologie in Turin. Ihn verdanken wir grundlegende Studien über die Geologie Patagoniens, von denen für meine Zwecke natürlich in erster Linie jene über die fluvioglazialen und marinen Terrassen von Bedeutung sind (FERUGLIO 1932, 1933 u. 1950). Den ihm gestellten praktischen Aufgaben entsprechend, hat FERUGLIO naturgemäss

mehr die grossen Linien des erdgeschichtlichen Geschehens im Auge; die Feingliederung des Postglazials mit allen ihren morphologischen, klimatologischen, paläobotanischen Einzelheiten lag ausserhalb des Bereiches seiner näheren Interessen. Hier greifen nun, für den Prähistoriker in höchst erwünschter Weise, die Arbeiten AUERS ein. Aus einem Lande kommend, in dem die Methoden solcher Untersuchungen aufs allerfeinste entwickelt sind und gehandhabt werden, als Geograph gewohnt, die Aspekte eines Problemkreises möglichst allseitig zu erfassen, war er der berufene Mann, jene Vorarbeiten zu leisten, ohne die der Prähistoriker in Amerika überhaupt nichts erreichen kann: nämlich die physiographischen Grundlagen für den Aufbau einer objektiven Chronologie zu schaffen.

Die vorkolumbische Zeit Amerikas ist ausserhalb der Hochkulturzone vollkommen geschichtslos. Chronologie kann daher in diesen Gebieten nur gewonnen werden, wenn sich Vergleichsmöglichkeiten mit den Hochkulturen ergeben (sie sind sehr beschränkt) oder auf Grund von Schichtenfolgen. Letztere stellen natürlich auch sofort das Problem der absoluten Chronologie, denn die Erkenntnis von Formen und Gruppen menschlicher Kulturtätigkeit wirft erst dann wirklichen geschichtlichen Ertrag ab, wenn sie in den Ablauf der Zeit und damit der menschlichen Gesamtentwicklung eingeordnet werden können. Die absolute Chronologie prähistorischer Schichtenfolgen ist aber derzeit in Amerika nur zu schaffen, wenn es gelingt, den Anschluss an die europäische Geochronologie zu erreichen. Für Nordamerika hat diese Arbeit vor allem ERNST ANTEVS besorgt, für Fuegopatagonien AUER.

Schon in seinem ersten grossen Werk über die Moorstratigraphie des Feuerlandes (AUER 1933) liegt der entscheidende Ansatz hiefür vor, die exakte Beobachtung der synchronen Glasstaubschichten, die sich in den Mooren des Feuerlandes als Folgen vulkanischer Eruptionen seit dem Ende der Eiszeit abgelagert haben. Es liessen sich ein spätglaziales und drei postglaziale Eruptionsdepots beobachten. Über und unter dem obersten beobachtete AUER im südwestlichen Feuerland reichliche Kohlenansammlungen, die wohl als die ältesten Zeugnisse für Besiedlung der Gegend anzusehen sind. In der Folge hat er dann seine Forschungen über ganz Patagonien ausgedehnt und dabei den zweiten entscheidenden Schritt getan, die Vergleichung der dort gewonnenen Pollenprofile mit nord- und mitteleuropäischen (AUER 1948, 1950). Sie ergaben eine solche Übereinstimmung der aus den paläofloristischen Verhältnissen zu erschliessenden Klimakurve, dass an der zeitlichen Parallelität kaum zu zweifeln ist. Damit war der Weg aufgetan, die postglazialen Phänomene, einschliesslich der archäologischen, wenn es solche gab, nicht nur relativ, sondern auch absolut zu datieren. Denn dieser Vergleich erlaubte es, die

erste postglaziale Eruption um 7000 v. Chr. zu datieren (weiter im Norden um 6000), die zweite um 2300, die dritte um 1000 bis ± 0 ; die am Festlande bemerkbare vierte Eruption entspricht den letzten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung.

AUER hat selbst in der Region des Lago Mascaradi, nahe dem Hotel Tronador, im Nationalpark von Nahuel Huapí, ganz im Norden seines Forschungsgebietes, unter Aschendepots der 2. Eruption zwei kleine Pfeilspitzen mit Schäftungsplatte aus weissem Quarz gefunden, wie sie für das patagonische Paraneolithikum charakteristisch sind. Sie können als Beweis dafür dienen, dass die den Tehuelchen eigentümliche Kultur in ihren Anfängen bis ins Ende des 3. Jahrtausends v. Chr. hinaufreichen. Noch wichtiger war die neue chronologische Interpretation, die die Ausgrabungen des amerikanischen Archäologen JUNIUS BIRD (1928, p. 250—275) in der Provinz Magallanes (südlichstes Chile) durch die Ergebnisse AUERS (1950) erfuhren. BIRD konnte in den Höhlen dieser Region fünf verschiedene Kulturhorizonte feststellen, deren unterster, BIRD I, bereits eine überraschend entwickelte Typologie aufweist, vor allem breit gestielte Speerspitzen, die in doppelseitiger Druckretusche gearbeitet sind. Im gleichen Horizont fanden sich auch menschliche Skelettreste, die Bird als Brandbestattungen deutet, ferner Knochen ausgestorbener Tiere — eines Pferdes und eines Riesenfaultieres —, sichere Zeugnisse für ein ziemlich hohes Alter dieser Schicht. Alle diese Funde stehen in engster Beziehung mit dicken Lagen vulkanischer Asche. Da es die einzige dieser Höhlen ist, nahm BIRD an, dass es sich um die Niederschläge der letzten Vulkaneruption des Gebietes handle. Aus diesen und anderen geologischen Gründen und wohl auch unter Nachwirkung der nordamerikanischen Scheu gegen frühe Datierungen von archäologischen Funden in der Neuen Welt, gab BIRD dieser Kultur kein sehr hohes Alter: er glaubte sie etwa auf 3000 v. Chr. ansetzen zu sollen. AUER hat klargestellt, dass die von BIRD gefundenen Aschen der ersten Eruption angehören und die betreffende Kulturschicht daher um 7000 v. Chr. zu datieren ist. Die in der Höhle lebenden Menschen können bei dem Aschenfall zugrundegegangen sein, womit BIRDS Annahme von Brandbestattungen zweifelhaft wird. Durch die Carbon-14 Methode wurde später das gleiche Datum festgestellt (BIRD 1951, GROSS 1952).

Als ich zu Anfang des Jahres 1951 meine erste archäologische Expedition nach Patagonien machte (der bis jetzt noch drei andere folgten), war eines meiner Hauptziele der »Cañadón de Las Cuevas«, im Gebiete der Estancia »Los Toldos«, im Nordwesten der Provinz Santa Cruz, gelegen. Er war im Jahre 1933 von dem Geographen FRANCISCO DE APARICIO und dem Geologen JOAQUIN FRENGUELLI besucht worden (APARICIO 1935, p. 76), wobei sie den

archäologischen Dingen nur oberflächliche Aufmerksamkeit schenken konnten, aber immerhin feststellten, dass in einer der bemalten Höhlen des Cañadóns eine Profil mit zwei Kulturschichten zutage trat. Die genauere Untersuchung dieser Fundstätte schien mir eine ausserordentlich wichtige Aufgabe und ergab tatsächlich glänzende Resultate. Wie schon die beiden erwähnten Forscher festgestellt hatten, waren die beiden artefaktführenden Schichten durch eine ungefähr 30 cm mächtige sterile Einlagerung fluviatiler Herkunft getrennt. Die Kultur der unteren Schicht entsprach morphologisch weitgehend Bird I, die der oberen wies andere, aber ebenfalls unverkennbar miolithische (jungpaläolithische) oder epimiolithische Züge auf. Wir machten bei der Abgrabung aber noch eine andere Beobachtung von grösster Tragweite (MENGHIN 1952, p. 37). Über der oberen Kulturschicht breitete sich eine schwer bemerkbare, nur 1—5 cm mächtige vulkanische Aschenschicht aus. Sie war wegen ihrer Geringfügigkeit und weil man eben damals diesen Dingen noch keine Beachtung schenkte, von unseren Vorgängern unbeachtet geblieben. Das von AUER mir zur Verfügung gestellte Gutachten über diese Asche stellt fest, dass sie der erste Eruption angehört, wie sich denn im Flussgebiete des mittleren und unteren Rio Deseado überhaupt keine Niederschläge anderer Eruptionen erhalten haben. Auf Grund des pollenanalytischen Vergleiches setzt AUER die erste postglaziale Eruption in dieser Zone um 6000 v. Chr. an. Damit ist für die obere Kulturschicht in der Höhle die Zeit um 6000 gesichert. Da die gleiche Kultur — ich nenne sie Casapedrense — in einer Nachbarröhle in viel stärkerer Entfaltung, z.T. unter einer Aschenschicht von bis zu 20 cm Stärke, ergraben werden konnte, darf man sie auf rund 7000—6000 datieren. Die darunter liegende fluviatile Schicht der erstgenannten Höhle (in der zweiten durch eine telmische Phase ersetzt) wird daher der Rückzugsperiode des Finiglazial entsprechen, in der mit Anschwellungen des den Cañadón durchströmenden, heute meist trocken liegenden Flusses zu rechnen ist. Die Kultur der unteren Schicht, von mir Toldense I genannt (Bird I bezeichne ich Toldense II), die sich nur in einer Trockenzeit ablagern konnte, während der der Fluss die Höhle nicht erreichte, ist mit dem letzten Halt oder Vorstoss des spätquartären Eises in zeitliche Beziehung zu setzen, fällt also nach den geläufigen Vorstellungen etwa ins 9. Jahrtausend v. Chr. Der Fund eines fossilen Pferdezahnes in dieser Schicht bestätigt ihr hohes Alter. Die erste postglaziale Eruption hat zweifellos verheerende Wirkungen auf die Tierwelt jener Zeit ausgeübt und es ist wahrscheinlich, dass das Aussterben der letzten Vertreter der quartären Fauna mit ihr zusammenhängt, denn die Aschendecke entzog den Herbivoren auf weiten Strecken durch längere Zeit die Nahrung. Die Entdeckung des Toldense sichert die Existenz einer spätmolithischen, mit dem

europäischen Spätmagdalenien gleichzeitigen Kultur in Patagonien und ermöglicht auch den Nachweis, dass die älteste Phase der patagonischen Höhlenmalerei, vor allem das Motiv der Handnegative, bis in diese Zeit zurückreicht (MENGHIN 1952, p. 11); das Casapedrense repräsentiert eine frühpostglaziale, epimiolithische Kultur, deren ältere Vorläufer wir vielleicht noch einmal anderswo in Patagonien oder Argentinien antreffen werden. Der Fundplatz von Los Toldos lehrt somit schon für sich allein, dass um die Wende von Quartär zu Holozän in Patagonien bereits mit Komplikationen der Kulturentwicklung gerechnet werden muss, deren exakte chronologische Fixierung wir ausschliesslich der Vorarbeit AUERS verdanken.

Damit ist aber deren Tragweite keineswegs erschöpft. AUER hat noch einen dritten für die Urgeschichte bedeutsamen Schritt getan: er stellte die Verbindung zwischen seinem vulkan- und moorchronologischen System mit den lakustren und marinen Terrassenbildungen Fuegopatagoniens her. Als Hauptfrüchte seiner diesbezüglichen Bemühungen ergaben sich die Erkenntnis, dass das patagonische Tafelland als Ganzes seit dem Postglazial keine Inklination erfahren hat, und die Feingliederung der postglazialen marinen Terrassen in Stufen von 3, 6, 10 und 18 m über dem Meeresspiegel (AUER 1950, 1951 a, u. b.). In letzterem, für die Archäologie besonders wichtigen Punkte sind AUERS Forschungen noch im Ausbau begriffen. Freundschaftlicher Konversation mit ihm verdanke ich viel Einblicke in das Werdende und manchen Haltpunkt für meine eigenen Untersuchungen. Durch die Kombination seiner, FERUGLIOS und anderer Forschungsergebnisse mit dem, was ich selber beobachten konnte, gelang es mir, eine Chronologie der Muschelhaufen- und sonstigen Küstenkulturen Patagoniens zu erarbeiten, die von der Kolonialzeit bis mindestens in jenes Interstadial zurückreicht, das in Europa als Alleröd Stadium bezeichnet wird. Das Oliense, wie ich den Komplex auf den Terrassen um 40 m Seehöhe nach den Fundplätzen bei Caleta Olivia im Süden von Comodoro Rivadavia (Zona Militar) getauft habe, ist die älteste Kultur, die ich bisher in Patagonien feststellen konnte (MENGHIN 1952 b, p. 35). Als ähnlich hohen Alters kommt nur noch der Kulturinhalt der *Grypoterium*-schicht der CUEVA EBERHARDT bei Puerto Natales im Seno de Ultima Esperanza (Südchile) in Frage; er hat aber anderen Charakter und zeichnet sich durch streng epiprotolithische Morphologie aus (MENGHIN 1952 c, p. 1—19).

Die im Vorstehenden auseinandergesetzte ausserordentliche Bedeutung der Arbeiten AUERS für die urgeschichtliche Forschung in Argentinien macht es begreiflich, wenn ich als Prähistoriker den dringenden Wunsch ausdrücke, dass es dem Jubilar, dem ich diese Zeilen als Zeichen enger menschlicher Verbundenheit und Dankbarkeit widme, gegönnt sein möge, bald wieder an die

Stätte seines Wirkens in Buenos Aires zurückkehre, um das so glanzvoll Begonnene fortzusetzen und zu beenden, soweit es in der Wissenschaft ein Ende gibt. Zahlreiche wichtige, theoretische und praktische Probleme seines Arbeitsbereiches harren noch der Klärung, nicht nur in Patagonien, sondern in allen Teilen des Landes. Vor allem ist eine verfeinerte Gliederung des jüngsten Pamplano dringend notwendig, ohne die es vielen Forschungszweigen, besonders aber der Urgeschichte, nicht möglich ist, klare Verhältnisse zu schaffen. Die Methode der Glasstaubanalyse würde dazu sehr wesentlich beitragen, auch dort wo die Quellen für die Pollenanalyse aussetzen. Und schliesslich winkt auch noch die Aufgabe, den Kreis der jungen Kräfte zu verstärken, der im Lande die Arbeit der finnischen Schule fortsetzt. Es sind das alles Leistungen, die nicht nur den Dank Argentinien, sondern auch den der Heimat verdienen: denn wer sich, wie VÄINÖ AUER in so hervorragender Weise als Mensch und Gelehrter in der Fremde bewährt hat, gereicht auch dem Vaterlande zur höchsten Ehre.

Literatur

- APARICIO, FRANCISCO DE. Viaje preliminar de exploración en el Territorio de Santa Cruz. — Publ. Mus. Antr. Facult. Fil. y Letr., Ser. A, III, Buenos Aires. 1935.
- AUER, VÄINÖ. Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. — Acta Geographica 5.2. Helsinki 1933.
- »— Las capas volcánicas como nuevo método de cronología postglacial en Fuegopatagonia. — Gaea, VIII. Buenos Aires 1948.
- »— Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuegopatagonia. — Revista de Invest. Agríc., III, Buenos Aires 1950.
- »— Preliminary results of studies on the quaternary geology of Argentina. — Annales Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, 25. Helsinki 1951 (a).
- »— Evolución postglacial del valle inferior del río Negro y variaciones cuaternarias de la línea costanera. — Revista de Invest. Agríc., V. Buenos Aires 1951 (b).
- BIRD, JUNIUS. Antiquity and Migrations of the Early Inhabitants of Patagonia. — Geogr. Review, 28. New York 1928.
- »— Radiocarbon Dating. — Mem. of the Soc. of Amer. Arch., N:º 8. Salt Lake (Utah) 1951.
- CARTER, GEORGE F. Evidence for pleistocene Man in southern California. — Geogr. Review 11. New York 1950.
- »— Man in America: a criticism of scientific thought. — The Scientific Monthly, 73. 1951.
- »— Interglacial Artifacts from the San Diego Area. — Southwestern Journ. of Anthropology, 8. Albuquerque 1952.

- FERUGLIO, EGIDIO. Las terrazas marinas del Golfo de San Jorge (Patagonia). — Bol. Inform. Petrolif., IX, Buenos Aires 1932.
- »— Nuevos datos sobre las terrazas marinas de Patagonia. — Ibid. X, Buenos Aires 1933.
- »— Prospetto riassuntivo dei terrazi marini della Patagonia. — Congr. Int. de Géogr. II, 1931. Paris 1933.
- »— I terrazi marini de la Patagonia. — Giornale di Geol., VIII bis, Imola 1933.
- »— Descripción geologica de la Patagonia. Bd. III, Buenos Aires 1950.
- GROSS, HUGO. Die Radiocarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Ethnologie und Vorgeschichte. — Eiszeitalter und Gegenwart, II. Ohringen (Würt.) 1952.
- HRDLÍČKA, ALEŠ. Early man in South America. — Bur. Americ. Ethnol., Smithsonian Inst., Bul 52. New York 1910.
- McCOWN, THEODORE E. Ancient Man South America. — Selected papers of the 29th int. Congr. of Americanists, III. Chicago 1952.
- MENGHIN, OSWALD. El hombre del Paleolítico con referencia a América. — Anales de Arqueología y Etnología, X. Mendoza 1950.
- »— Fundamentos cronológicos de la prehistoria de Patagonia. — Runa, V. Buenos Aires 1952 (a).
- »— Las pinturas rupestres de la Patagonia. — Ibid. 1952 (b).
- »— Derrotero de los indios canoeros. — Arch. Ethnos, Ser. B, No 2. Buenos Aires 1952 (c).
- OBERMAIER, HUGO. El hombre fósil. — Com. de Invest. Paleontolog. y Prehist., Mem. 9, Seg. Ed. Madria 1925.
- »— Über die Verwertbarkeit der altweltlichen Paläolithtypen für die prähistorische Chronologie auf amerikanischem Boden. — Wiener prähist. Zeitschr. 19. Wien 1932.
- STOLYHWO, KAFIMIERZ. The Antiquity of Man in the Argentine and the Survival of South American fossil Mammals until Contemporary Times. — Selected papers of the 29th int. congr. of Americanists, III. Chicago 1952.

Finnish Researches Concerning Hinterland Problems

Prof. Dr. LEO AARIO

Helsinki

When AUER began his career as professor of geography, anthropogeographical research in this country had been sadly neglected. Aware of this lack, AUER guided his students in the first instance toward anthropogeography. The hinterland problem, particularly, became a central theme of research, and was dealt with in numerous seminars during the late 20's and the 30's. With the aid of analytical maps based on work in the field, clarification was accomplished concerning the supply area of a center on the one hand, and the distribution area of its products on the other. At the same time was established the area which used the center's many other services. In the boundary zones, field work included detailed house to house interviews to determine which center was used by the inhabitants.

A pulling together of these findings appeared in *Terra*, in 1936, in a short but significant article on the economic areas of Finland's settlement centers. With the exception of certain cases, this investigation presented the influence-areas of our most important centers. The average size of the centers decreases toward the east and north, but at the same time the size of the influence-areas increases. Economically weak areas cannot support large population centers, and even a relatively small center needs a large hinterland to maintain it. This appears also in the shape of the influence-areas. The influence-area of a particular city cannot reach far toward a strong neighboring center, but in the direction of weak neighboring centers it extends a long distance. In southwestern Finland, where the centers are relatively strong and close together, the boundaries of influence-areas are generally sharp. Farther north and east, lying between the various influence-areas, are zones in which the economy is weak and of a subsistence nature. The centers have little influence on them, and it is not always easy to determine in which sphere of influence they belong. Where a traffic artery leads from a center, by way of such an area, the influence-area forms a long projection in the direction of this road.

Economically weak areas are often situated along water-divides, which thus have a tendency to form the boundaries of influence-areas.

Concerning the differentiation of the hinterlands, AUER substantiates that supply areas tend to be situated, to some extent, in zones. Physical-geographical factors nevertheless have a strong influence on production, and the zoning produced by traffic-economic factors often remains indistinct.

Proceeding from the fact established by AUER, that newspaper distribution areas follow, in broad outlines, the boundaries of economic areas, RANINEN and PUUKARI (1947) divided the whole country into influence-areas, »sale areas». Each post office was listed in the sale area of the center from which it received the greatest number of newspapers. This study, however, did not include many relatively important, small centers which published no daily papers of their own. The abnormal conditions, at the time of this investigation, also made their mark upon the results.

More closely associated with AUER's work is the comprehensive investigation of AJO (1944), concerning the traffic area of Tampere. In this study also, the boundaries and economic activities of the area are presented on the basis of field investigations, followed by a theoretical explanation for the location of boundaries and economic forms. AJO underlines the importance of central-distance to the intensity of trade, both in the settlement center and in the rural areas. At each given distance from the center there prevails, on the average, that trade which gives the greatest clear profit, taking into consideration land prices, wages, cost of transportation, etc. To calculate the field-strength of occupations, AJO has, (op. cit, p. 289) on the basis of observations, arrived at a mathematical formula.

In a later investigation AJO (1946) has delimited the traffic areas of Finland's cities, on the basis of the aforementioned empirical formula, and presented them in a map. In the same study, the validity of the formula was tested on the basis of historical data. In his work, Contributions to Social Physics, AJO has further developed mathematically his field-strength theory. Among other things, he has calculated the potential population density of the various parts of the country. It is a kind of maximal population density at a given place, when all the usual possibilities of the region have been used to advantage. As the name implies, this investigation is more »Social Physics» than geography, but it is important to geography because it can be used as an aid in elimination of the influence of central-distance, and thus the importance of various local conditions can be more clearly brought out.

TUOMINEN (1949), on his part, has investigated the influence-areas of south-western Finland. Instead of actual field investigations he has relied, in the

first instance, on questionnaires, with the aid of which the influence-areas sought have been established. TUOMINEN has also presented a formula for delimiting the boundaries. Like REILLY, he finds the field-strengths in inverse relation to the square of the central-distance and in direct relation to the »mass» of the center. With TUOMINEN, however, this mass is formed by the number of retail stores, rather than the population, as with REILLY. Although he has not been able to take into consideration the size of the retail enterprises, his formula gives, probably, a somewhat better picture of the relative strength of central activities, since the size of the population is also dependent on other than the actual central businesses (industry etc.). TUOMINEN's formula is planned only for the purpose of constructing the boundaries of influenceareas and does not seek to adapt itself with the same accuracy to the changes of intensity caused by central-distance as does AJO's more complex formula. In delimiting the boundaries of the influence areas, TUOMINEN (1953) has also taken into consideration alcohol sale areas, and has inspected the course of the boundaries by local inquiry. On the basis of the published maps, it is not possible, therefore, to compare the results of the two formulas.

Both AUER and AJO have emphasized the significance of traffic to the formation of influence-areas, and later SÄNTTI (1954) has constructed the influence-areas of the country on a purely traffic basis. The distinctive feature of a center, in SÄNTTI's study, is the possession of a bus service that does not serve any other center. All those places which schedule the greatest number of bus trips to a particular center, belong to the influence-area of that center. By this means, a comparatively detailed empirical map of the influence-areas of all Finland has been obtained. The method reveals, independently of the administrative classification or size of population, all those places which have fairly clear central tendencies, including a group of relatively important rural centers that were not taken into account in earlier investigations. Among them, however, are also centers which apparently are new, indeed, like those in the periphery of the Kajaani, Oulu, and Kokkola influence-areas, which belonged, in AUER's study, to the latent zones between the economic areas.

As is natural, the areal breakdowns obtained by various methods differ somewhat from one another in detail, but in their main features are in agreement. New studies have largely substantiated AUER's observations. The main trend of development of the economic areas has also followed the direction indicated by AUER.

Tied with the hinterland investigations, in recent years, have been the studies of port hinterlands. AJO (1946) and SÄNTTI (1951) made an investigation concerning earlier developments of certain port hinterlands, and

SÄNTTI, in two later investigations (1952 and 1954), defined the present hinterlands of the ports, as well as their seasonal changes.

The clarification of the hinterlands of population centers and ports begun by AUER, and principally carried out by the geographical institutes of our universities, came to serve business-life from the very beginning. This is reflected already by the nomenclature of influence-areas: economic area, traffic area, sale area, and trade area. In recent years, the results of these investigations have also received attention from the standpoint of administrative areas. The administrative areas, which have been moulded through the centuries, do not correspond to modern conditions. Particularly difficult has proven the fact the different areal delimitations have been made partly independently of each other. Boundaries often intersect each other, and joint administration of various areas is difficult. The committee on delimiting areas, whose task is the revision of administrative divisions, has based its work entirely on the aforementioned research. Among other things, the proposal for new provincial divisions is being constructed on the basis of influence-areas.

References

- AJO, REINO. Tampereen liikennealue. (Deutsche Zusammenf.: Der Verkehrsraum von Tampere.)—Kansantaloud. tutk. 13 und Publ.Inst.Geogr. Univ.Helsingiensis 11. Helsinki 1944.
- »— Liikennealueiden kehittyminen Suomessa. (Resumé: Développement des espaces de circulation en Finlande.)—Fennia 69. Helsinki 1946.
- »— Contributions to 'Social Physics'.—Lund Studies in Geogr. Ser.B. Human Geogr. No 11. Lund 1953.
- AUER, VÄINÖ. Suomen asutuskeskusten talousalueista. (Referat: Über die Wirtschaftsräume der Siedlungszentren in Finnland.)—Terra 48. Helsinki 1936.
- RANINEN, HUUGO & PUUKARI, ARVO. Suomen kauppa-alueet. Helsinki 1947.
- SÄNTTI, AUVO A. Die Häfen an der Kokemäenjoki-Mündung.—Fennia 74 und Publ.Inst.Geogr.Univ.Turkuensis 23. Turku 1951.
- »— Railway traffic in Finland from centres of population to export ports in 1948.—Ibid. 25. Turku 1952.
- »— Finnlands Steinkohlen- und Kokstransporte im Jahre 1948.—Ibid. 28. Turku 1954.
- »— Autobusverkehr als Indikator der zentralen Orte, Einflussgebiete und Verkehrsdichte in Finnland.—Ibid. 31. Turku 1954.
- TUOMINEN, OIVA. Das Einflussgebiet der Stadt Turku im System der Einflussgebiete SW-Finnlands.—Fennia 71. Helsinki 1949.
- »— Suomen menekkialueet.—Sininen Kirja 1953. Helsinki.
- Aluejakokomitean mietintö. Helsinki 1953.

A Geographical Review of the Formation of Parishes in Finland before the Beginning of Communal Government in 1865

Dr. REINO AJO

Tampere

Research has not yet succeeded in casting light on the earliest phases of the first Finnish parishes. It can, however, hardly be doubted that the original parishes of the so-called Mission Period were extensive in area, because they sought to cover not only the district to be converted to Christianity but also lands of which its inhabitants enjoyed the use. Hence they extended without definable boundaries far into uninhabited wilderness.

What is historically certain is that before the beginning of the 14th century there were at least twenty known parishes (cf. LEINBERG 1906 pp. 162—172 et pass.). On the map Fig. 1 these bases of the Christian Faith are marked by solid black areas. May it be remarked that churches, i.e. actual sites of worship, are known to have existed elsewhere as well.

In the 14th century 51 or 54 parishes are mentioned in addition to those shown above (cf. RUUTH 1925 p. 793). The first half of the century in question can indeed already be regarded as a period of partition between the big parishes of mutual spheres of interest, although parochial life had not yet spread nearly everywhere. The assumed boundaries of the parishes at this period are marked on Fig. 1.

Taking further into account later references to parochial conditions in the Rauma (LÄHTEENOJA 1946 I-87) and Uusikaupunki/Nystad (KAUKOVALTA 1917 p. 8) areas, it can be established that by the middle of the 15th century, parishes referred to as independent covered chiefly the coast regions in such a way that west of the Nöteborg frontier (1323) only the Salpausselkä area and the Päijänne basin were outside of the parishes proper. Even in

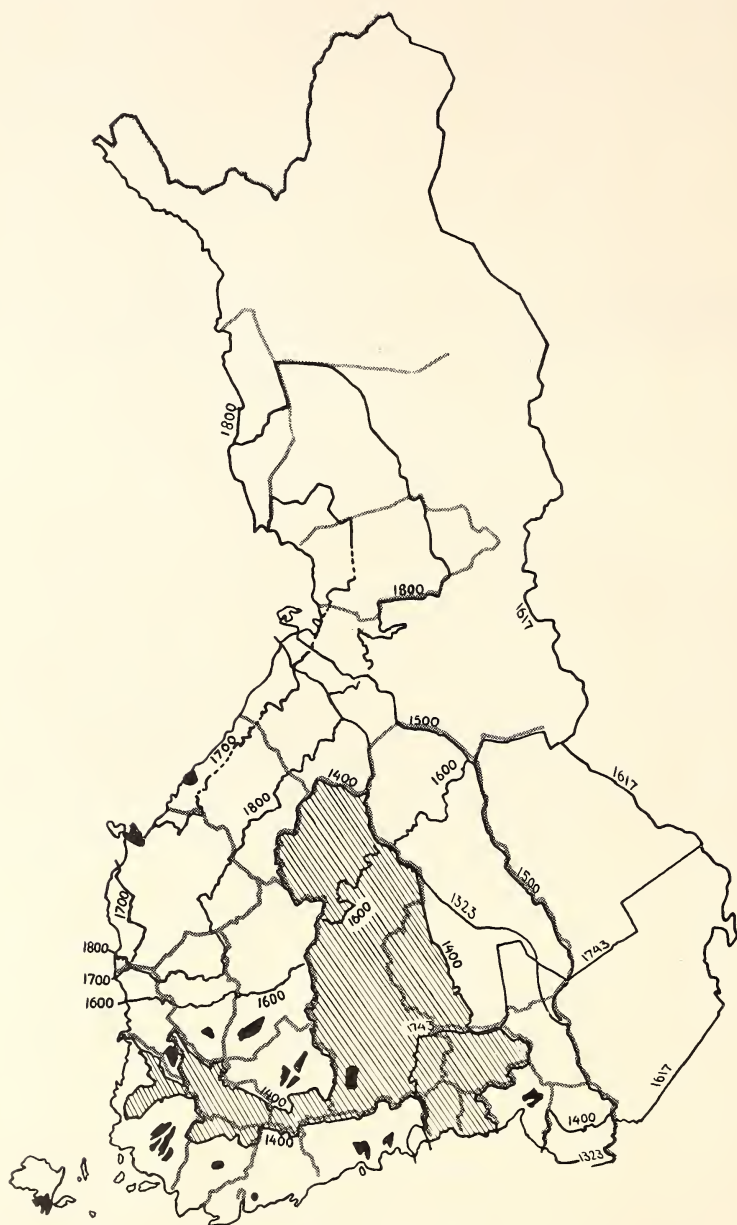


Fig. 1. National area of Finland and incidence of parishes at different periods.

the case of Hollola no mention occurs of a local incumbent before 1483 (cf. LEINBERG o.c. 90). In Fig. 1 this area is shown ruled within the line dated 1400.

The said line thus describes a so-called parish front, at a period around 1400, and forms a long boundary line, west of which are stationed a large number of parishes. As the most important sectional boundaries are to be regarded those of the big parishes indicated on the map. The advance of the ecclesiastical front, however, had by no means been simultaneous all along the line; new territory was conquered locally and at different times only in the measure in which independent parishes formed in the various directions.

The situation around 1400 is interesting from this very point of view, for by that time the Church was already aware that the territory thus enclosed faced its final conquest. A similar situation, reported, a century later (1500), reveals that a noteworthy straightening out and advance of the front had taken place; the ecclesiastical front running far eastward of the so-called Nöteborg (1323) line.

The following hundred years saw the farthest territorial extension of the Finnish parishes, and at the same time halted conclusively its eastward spread at the frontier established by the Peace of Stolbova (1617). The whole of the Finland of those days had also become parochially organized. This, however, did not denote a termination of the territorial development of the parishes. It merely brought to an end the phase of advance during which the parochial front had swept like a wave over the whole country.

The development meanwhile continued. Parochial life was consolidated, the country prospered and the population increased. Ever remoter lands were settled and cultivation was thus expanded. This gave rise in distant parts of the parishes to new prayer-houses, churches and chapels, which in due time were ripe for secession from the parent-church and transformation into independent parishes. These, in turn, still had large outlying wilds of their own as seeds for more new parishes.

Thus, on their own plane the parishes increased and filled the land, according to the same law as individuals. They too gave birth to new and again new generations. How and when these births occurred depended of course on the prevailing situation, which in general determined the growth of settlement and population. Hence, new parishes did not spring up accidentally, one here, another there; on the contrary, common and even strikingly parallel lines of development are observable, even in the partition of parishes.

After a church unit could no longer expand territorially, new parishes could come into being only through partition. And again, in this respect, the development moves in fronts, which here, as in war, etc., are merely

flashes showing the position at critical moments in the evolution. In regard to the achieved level of development, these stations are of course equally high, for which reason the map-line showing the formation of new parishes could just as well be considered a contour line. It is evident that, in general, the level on one side of such a line must be higher than on the other. The direction taken by the development reveals on which side it was higher. From this angle, the lines in question thus indicate the same height on the slope of a proceeding development; the fall lines of the slope indicating the direction of the development.

When the eastward advance came to a halt and the western Christian front finally froze at the Stolbova frontier (an offshoot of Sweden's Great Power period), a clear line of this kind emerges round about the date 1600, showing where partition of the parishes was in progress. It runs (see Fig. 1) across the northern parts of the provinces Satakunta, Häme and Savo and finally joins the Suomenselkä watershed between Kainuu and North Karelia, following it to the Stolbova frontier. A century later, a similar partition front runs near to the Bothnian coast. Another hundred years later (1800), the line continues to skirt the Bothnian coast, but at a considerably greater distance than that of 1700. The next line of this kind would already fall within the period of communal government.

The development of partition can easily be examined in the field consisting of the old big parishes and the later elongated parishes of the river valleys. It then appears that partition in the first generation generally occurred close to the parent-church, where the relative contrast between prosperity and backwardness was sharpest. Thereafter, in conformity with the degree of progress, it recedes ever farther. Often, partition might occur at several points simultaneously. But from the remotest area, situated at the end of the line or strip, the turn for partition returns to the vicinity of the centre to begin from there a new round. Thus, the increase in the number of parishes brought about by partition took the form of successive waves. The direction of the waves was from a higher to a lower living-standard. To put the matter succinctly, and perhaps more mathematically, the direction of the waves seems to have coincided with that of the economic gradient.

RUUTH comes to essentially the same conclusion in noting (o.c. 793) that »a glance at the spreading of parishes (gives) a clear idea of the expansion of settlement and cultivation in this country through the centuries». The birth of parishes thus really has been closely linked to social motive power, settlement and cultivation, a fact that clearly emerges also from RUUTH's remark (o.c. 796) that

The Catholic Church for its part, would probably have, liked to promote the spreading of ecclesiastical organization by founding new parishes; only the sparse population and poverty appear to have greatly impeded its activities.

Historical and geographical facts have thus greatly influenced the centuries-old development of the parish institution. Otherwise it would have been impossible to present such clear historical-geographical general features of the development as those seen in Fig. 1. For if the founding of an independent parish had depended on whim or accident, lines of development so easily interpreted both historically and geographically could not have emerged.

Without going any further into the earliest developments, let us return to the post-Reformation era, when, in view of the active and successful foreign policy pursued by Sweden, it was quite natural that the parish institution should register large territorial gains. For the same reason it is understandable that, in the so-called Finnish lake district, the partition of parishes had progressed so far that the first round was being concluded by about the year 1600. This is shown by the height reached by the partition-front close to the northern watershed of the lake district.

The unhappy end of Sweden's Great Power status brought about by the peacetreaties of the first half of the 18th century explains why the economic centre of gravity had perforce to shift to the Bothnian coast towns (cf. AJO 1946 pp. 22, 52 & 70). It is in the immediate hinterland of these towns that the partition-front for the approximate date 1700 is situated and from which, a century later, it has moved some distance into the interior.

It needed the political conditions that following the Peace of 1809, and in particular the economic development in the latter half of the 19th century, for the centre of gravity to move south again. But this no longer falls within the period preceding communal government.

The influence of geographical factors is at once evident from the lines, which obviously follow the coast-line and adapt themselves to the easiest communications. Especially interesting to note is the powerful adverse influence of Salpausselkä, Suomenselkä and certain other watersheds on parish-formation.

At the time of our first situation-curve (1400), the slopes of the Salpausselkä watershed were still outside of the parish institution. The opposition of this watershed was not overcome, nor contact established with the south-coast parishes and those in the interior, until a century later. But even at that time Suomenselkä had not yet been won by the parishes, nor was it won in the 17th century.

As late as the beginning of the Great Wrath (1713—1721) large areas in the Suomenselkä region were devoid of cultivations, and communications lay through long stretches of uninhabited forest. RUUTH, who has compiled a valuable map differing in principle from that presented here, remarks in this connexion (o.c. 801):

Almost we might draw a fairly accurate contour map of Finland by marking down only those parishes which were founded in the country since the Great Wrath. We find, namely, that these later parishes follow rather closely, for the first the big watershed known as Suomenselkä, from Kuolajärvi in the north almost down to Sideby in the south. We find also that the uplands which branch out of it into the different provinces, all the way from Kainuunselkä and the easternmost Karelian upland to the Kyrönkangas forest region in Satakunta, have become settled and drawn into the circle of the parish institution only during the past two centuries.

In Fig. 2 we see the parish-formation during the period 1721—1865. This time it is no longer important to cling to parishes whose independence is revealed by the recorded possession of its own parson, as in the previous map. Instead, now that the sources provide a greater detail, the deciding element may be that a project to found a parish has attained the concrete reality; it reveals the existence of a certain need, regardless of whether the project, on account of the special procedures relating to the engaging of a clergyman or for other similar causes, has reached the stage also of formal independence. Hence, the founding of a place of prayer, a pulpit, or a chapel is regarded as factual evidence of the formation of a new parish.

In this way, we arrive at a group of 46 contemporary parishes, at that time, for the Suomenselkä and the connecting watersheds. In number, they represent about a tenth of the 476 parishes in 1865, and in area, aggregate about 57 000 sq.kms, including waters (17 per cent of the national area). The present number of communal government units is already 65.

In addition to this territorially united group of parishes, another seventy parishes came into being in the same period; about a score in the Ostrobothnian coast region, and the rest scattered elsewhere. The last-mentioned are of no significance for our present purpose. Those, again, in the coast region have already made their mark on the 1700 line in Fig. 1, so that for the sake of clarity they too can be ignored. In this way, we obtain a clear-cut picture which fully bears out RUUTH's quoted observation regarding parish-formation since the Great Wrath, in the barren uplands of the watershed areas.

The influence of geographical factors is here convincingly evident. It enables the historian to stress the circumstance that, as late as the beginning of the 18th century, the ridged uplands of the Suomenselkä and connecting

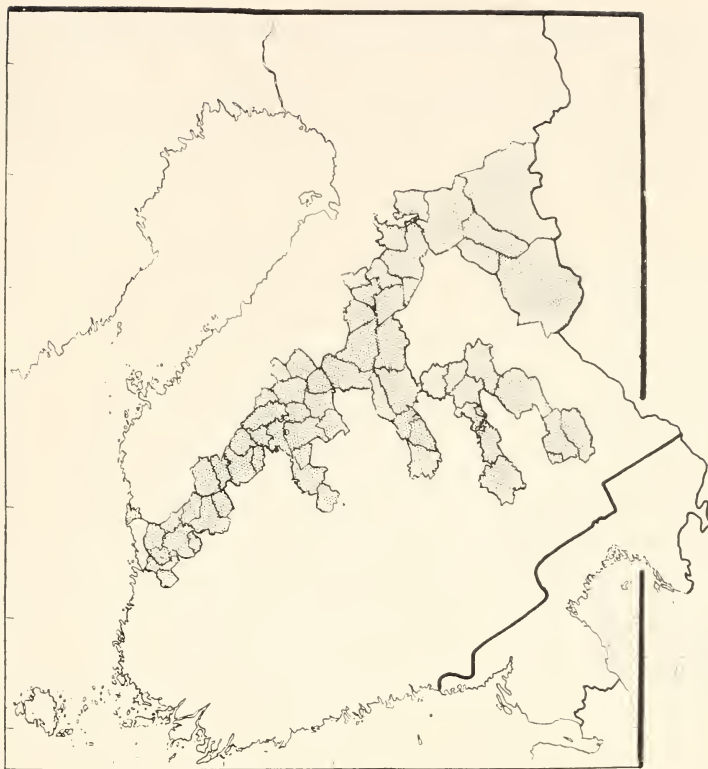


Fig. 2. Parish-formation during the period 1721—1865.

watersheds still comprised extensive areas defying cultivation, with long stretches of uninhabited forest almost in a state of nature. This all goes to show that these regions had been capable of resisting attempts at settlement still in the 17th century as effectively as did the Salpausselkä watershed in the Middle Ages (cf. RUUTH o.c. 801).

The limits of settlement in question are best demonstrated by a map showing the geographical distribution of the population. For a map of this description, perhaps the most appropriate is the rough classification by VOIONMAA (1912/22 p. 119), showing the population density values calculated by GYLING (1911 II Fol 28 No. 4), in inhabitants per sq.km., for the year 1749. As the Sweden-Finland tabulation office (Tabellverket) was inaugurated in the said year, this is the earliest date for which such detailed statistics are available. It would be possible by calculating backward, with the aid of birth and mortality figures, to derive density values for 1721 (cf. JUTIKKALA 1939 &

1945), but in this case it would not be worth while. The interval 1721—1749 is too short, and because in VOIONMAA's opinion (o.c. 118) the map for the latter date »faithfully depicts settlement conditions in the preceding centuries and even earlier times, the original cultivated areas of the tribes still appearing on it in well concentrated islands distinct from each other.»

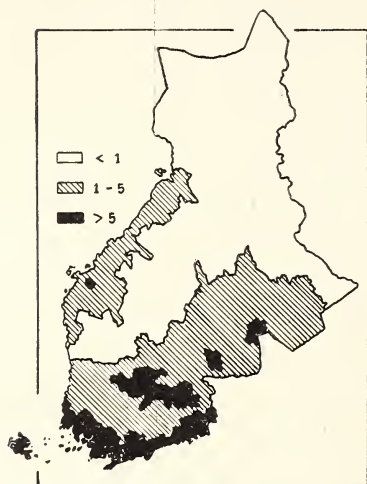


Fig. 3. Geographical distribution of the density of population. Inhabitants per sq.km. After Gylling.

A glance at the map obtained in the above manner, Fig. 3, is enough to convince one that the Suomenselkä region was still extremely sparsely settled when the Great Wrath and Little Wrath had just ended. In old records, especially those of the 16th century, the term wilderness is used for this afforested country. IGNATIUS (1880—90 p. 138) declares that these »impenetrable» wildernesses were regarded as constituting a better natural frontier wall; one more difficult to cross, than the open Gulf of Bothnia, for which reason, still in the 17th century, Ostrobothnia was often not clas- sed with Finland but regarded as part of Sweden proper.

VOIONMAA too, as recently as 1922, points out that leading across Suomenselkä are »only two railways and that other communications across it are maintained

only by a few roads and telephone wires». And he adds: »Suomenselkä has always been a 'dead zone' which by separating Ostrobothnia from the other Finnish provinces has estranged the settled areas from each other and in all other respects constituted the biggest economic obstacle and isolating factor in the Finnish interior.» (o.c. pp. 53/54)

This watershed region is thus of great geographical significance, as also SEDERHOLM (1910 i p. 3) expressly states. For this reason it has interested and continues to interest geographers. In the earliest maps Suomenselkä is depicted as a veritable mountain range, as in ZIEGLER's map of the year 1532, while even BUREUS (1626) describes it as mountainous, though the idea given of it is more modest. Later writers have been increasingly critical, in this respect, and nowadays they prefer to abstain from giving relative altitudes, because no information exists based on proper measurements.

There is still no topographical map of these regions, or many other regions of the country.

Present-day economic research has not paid much attention to the tardy settlement of these regions. It has been customarily regarded as a natural result of poor fertility. Moreover, in the opinion of many, it provides a school example of the operation of the economic law according to which the poorest lands are the last to be brought under cultivation.

That, however, does not fully account for the matter, because the regions in question, rich in game, were desirable use-lands already during the hunting-economy period. The afforested slopes afforded abundant continuous opportunities for crop-cultivation by burning, then general in the interior.

Nor is the delay in settlement explained even by references to famine-years, or the wars of Sweden's Great Power phase, which gravely interrupted the growth of the population. The worst failures of crops occurred in 1601 and 1696. They were accompanied by severe famine and disastrous epidemics, which greatly reduced the population. Further, regular conscription deprived Finland in particular, of tens of thousands of men in their prime. All this certainly weakened the population pressure, which provides the motive power for settlement, but the settlement of remote areas did not stop. Many men fled conscription, and heavy taxation, and certain areas were first settled in this way (cf. JUTIKKALA 1936 p. 429).

The question is, therefore, what did give the final impulse for the settlement of areas linking up with Suomenselkä, and the resulting birth of new parishes? Are not special causes indicated already by the fact that an extensive area, which for centuries remained practically uninhabited, was settled at such a lively rate that by 1865 close to fifty parishes had formed there? At the same time, the regional population increase, was according to the population registers, relatively swifter than in any other part of the country, as will be seen from Fig. 4. Further, seeing that no change had occurred in either the soil or the human reaction to it, it may finally be asked, must not the actual cause of the transformation have been historical?

The present writer has marked on Fig. 2 the frontier imposed by the Peace of Uusikaupunki/Nystad (1721), for there in all probability lies the historical cause that made necessary the actual taking into exploitation of the region in question. What the need was, and what were its effects becomes plain when we recall that Finland had become effectually associated at that time with westward foreign trade, in which it undoubtedly participated as the chief producer of tar. In regard to the tar-producing areas at the turn of the 17th and 18th centuries the reader is referred to Fig. 5.

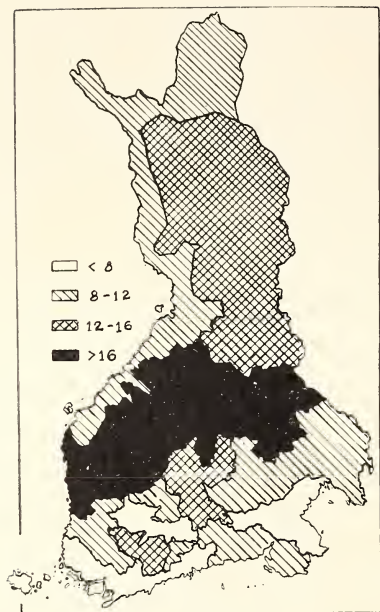


Fig. 4. Increase in the population of Finland during the period 1749—1865 (annual increase per 1000 according to Gylling, cf. Voionmaa, o.c. 119).

At the close of the 17th century, the Finnish towns were exporting tar at the roundly estimated rate, of 91 000 barrels annually, representing 80 per cent of the total tar exports from Sweden-Finland (cf. KAILA 1917 p. 65). On the world market, this was so large a quantity that, for instance England, for her fleet and vast tar consumption, procured close to 90 per cent of her needs from Sweden-Finland (cf. JOHANSSON 1924 p. 244).

As the world demand for tar increased, Finland, thanks to the transport facilities and large forest resources of the extensive Lake Saimaa drainage area, was in a position to produce large quantities. It will readily be understood, then, that the loss of Viipuri, the sole port serving this important production area, was a fateful blow with far-reaching consequences. It struck at the nerve-center of a large-scale production and export trade.

The loss of Viipuri meant a new 90 kms long, difficult transport by land from Lappeenranta to Hamina, which after the Peace of Uusikaupunki/Nystad became the nearest port for the Lake Saimaa area. This 40 kms longer, but altogether much more exacting, overland transport absorbed half of the price of tar in 1725. Later, when tar prices fell on the world market, the part needed to cover land transport exceeded half of the price received (KAILA o.c. 75 & 142). Then, when the Peace of Turku/Åbo (1743) left both Lappeenranta and Hamina on the Russian side of the frontier, this branch of livelihood had to be abandoned in the lake district where it had formerly flourished.

Thereafter, Ostrobothnia became the chief tar-production area. Here tar-distillation expanded at the expense of grain-export trade, which was not as profitable and above all not as secure. The risk of night frosts made crop-cultivation in these regions an enterprise of uncertainty, whereas frost could not harm a tar-kiln. The saying went, »frost does not kill kilns». Tar-distilling now spread up the Suomensekä slopes. It brought with it employ-

ment and life. But in particular it brought money into the province. The Ostrobothnian towns were revitalized; there were cargoes for ships, and the services of shipbuilders were in unprecedented demand.

In these circumstances the large exchange capacity of the Ostrobothnian towns attracted farmers in the distant interior and even in East Finland much more strongly than the »staple town» Lovisa, founded for them in 1745. The barterers living at a distance were disinclined to submit themselves to the mercies of Lovisa's burghers. This gave rise to transport needs across Suomenselkä, which was appreciably to increase the social activities of this once so quiet watershed region (see Figs. 6 and 7).

The shifts in the political frontier in South-eastern Finland thus altered the main direction of traffic over the greater part of the interior. It was a time of strongly rising prosperity for the Ostrobothnian towns and the whole coast. The peak values of the standard of living along the coast were the ceiling points for monotonous declines inland. Their height governs, within the framework of the existing communications, the level attainable in the standard of living at a given distance from the points on the coast (cf. Ajo 1944 pp. 253, 281, 291 etc; 1946 27 seqq. et 1953 p. 10), the level naturally sinking in ratio to remoteness. It was a reorganization of the whole style of living and determined the place also of the Suomenselkä region in the scale. It became higher up than that, for instance, of Savo and Karelia, which in the new circumstances were remoter areas. But as there had previously been hardly anything in the Suomenselkä region, the acute demand of labour provoked an incoming migration to these then wild forests which thus definitely became a settled area.

Let us return, however, to Fig. 2, which shows the parishes founded during the period 1721—1865. It should now be possible to establish that, ultimately, the parishes in question do not express the watersheds and uplands because,



Figs. 5, 6, 7. Tar-distillation areas in Finland round about 1700, 1750, and 1800, resp.

first, they were not brought into being by geographical, but rather by historical-economic causes, and in such a way that their position in regard to each other and the older parishes was determined on a basis of social circumstances. In actual fact the parish-formation is here seen as the manifestation of a specific standard of living which, in turn, depends upon economic remoteness in contradistinction to physical distance. Secondly, it should be noted that the four legs of the horse-like diagramme obviously coincide with the most important winter travel and transport routes of the period.

If we wish to avoid confusing geographical causes with those of a historical or economic character, they are best dealt with separately. Then for the sake of clarity we might speak of the geographical, the historical, etc. way of treatment. Insofar as economic remoteness, for instance, is convertible into physical distance, events can be projected from one plane to another. Accordingly, the map, Fig. 2, can be regarded as a projection of historical-economic events on to the geographical plane. If we do that the matter becomes much clearer.

Parish-formation has, thus, not been an ecclesiastical event, separate from secular happenings, but most intimately and in a variety of ways linked to the community and its life. Because of this, phases in the existence of the parishes also have their projections on, *inter alia*, the economic plane, so that they can be utilized to explain phenomena in secular life for which adequate statistics are not available. This is indeed a significant observation.

But even more important is it to be able to perceive that parish-formation is not fully an autonomous development, i.e. an event independent of other circumstances, but on the contrary, very closely bound up with these. It is interesting to note, as we have done, the close and obviously law-regulated inter-relation between the development and formation of these communities and fortunes of national and even wider scope.

Bibliography

- AJO, REINO (1944). Tampereen liikennealue (The Traffic Area of Tampere). With a summary in German. Helsinki.
- (1946). Liikennealueiden kehittyminen Suomessa (Development of the Traffic Areas in Finland). With a French summary. —*Fennia* 69:3 Helsinki.
- (1953). Contributions to »Social Physics». A programme sketch with special regard to National Planning. —Lund Studies in Geography, Ser. B. Human Geography No.11. Lund.

- GYLLING, EDV. (1911). Väentiheys v. 1749 ja väenlisäys vuosina 1749—1908.
— Suomen kartasto 1910, Teksti II. Helsinki.
- IGNATIUS, K.E.F. (1880—90). Suomen maantiede kansalaisille I. Helsinki.
- JOHANSSON, V.F. (1924). Finlands Agrarpolitiska historia I. Helsinki.
- JUTIKKALA, EINO (1936). Asutuksen ja väestön historia.— Suomen maantieteen käsikirja. Helsinki.
- (1939). Hämeen väestöolot Uudenkaupungin rauhasta taulukkolaitoksen alkuun (1721—49).— Tilastollisia tutkimuksia 36. Helsinki.
- (1945). Die Bevölkerung Finnlands in den Jahren 1721—49. Helsinki.
- KAILA, E.E. (1917). Pohjanmaa ja meri. Helsinki.
- KAUKOVALTA, K.V. (1917). Uudenkaupungin historia I. Tampere.
- LEINBERG, K.G. (1906). Finlands Territoriala Församlingars namn, ålder, utbildning och utgrening.— Suomen Kirkkohistoriallisen Seuran toimituksia VII. Helsinki.
- LÄHTEENOJA, AINA (1946). Rauman kaupungin historia I. Rauma.
- RUUTH, J.W. (1925). Suomen luterilaiset seurakunnat.— Oma Maa VI. Porvoo.
- SEDERHOLM, J.J. (1910). Korkeussuhteet. Selitys karttalehteen 2.— Suomen Kartasto 1910. Teksti I. Helsinki.
- VOIONMAA, VÄINÖ (1912). Suomen talousmaantieto. Täydellinen laitos. 3 painos. Porvoo.

Über die Geschiebeverfrachtung in Nordkarelien

Dr. ERKKI AUROLA

Helsinki

Einleitung

In vielen Fällen ist das Suchen nach neuen Erzen durch einen auf diese oder jene Weise gefundenen erratischen Block veranlasst worden. Am Anfang der Untersuchungen hat man im allgemeinen Anzahl und Verbreitung der Findlinge herauszustellen gesucht, um mittels Blockkarten das für weitere Untersuchungen wichtige kritische Gebiet wenigstens in grossen Zügen lokalisieren zu können. Sind Erzblöcke in reichlicher Masse aufgefunden worden, so hat die Blockforschung recht bald zu einem positiven Ergebnis führen können, aber im entgegengesetzten Fall haben sogar umfassende Forschungsarbeiten eingestellt und die Lösung des Problems auf diesem Wege als aussichtslos angesehen werden müssen.

In Nordkarelien ist der erste grosse Kupfererzblock im Kirchspiel Rääkylä am Kanal von Kivisalmi im Jahre 1908 aufgefunden worden. Über diesen Block von Kivisalmi und die durch ihn veranlassten Erzuntersuchungen, die zu grossartigem Erfolg, dem Erzfund von Outokumpu, geführt haben, hat man viel gesprochen und viel geschrieben (vgl. SAKSELA 1948). Im allgemeinen hat es als selbstverständlich gegolten, dass der Block von Kivisalmi durch das Inlandeis im Gebiet von Outokumpu, entweder aus den Erzausgehenden von Kaasila oder aus denen von Kumpu B, abgelöst worden ist. Die Frage nach dem Ursprung des Blockes von Kivisalmi hätte — nach dem Fund von Outokumpu — gewiss niemanden mehr interessiert, wenn nicht neue Funde von Kupfererzblöcken später das Erzschürfen in Nordkarelien wieder in den Vordergrund gerückt hätten. Im Kirchspiel Kontio-lahti im Dorfe Selkie fand man nämlich im Jahre 1919 einen Block, der dem Kupfererz von Outokumpu sehr ähnlich war, (später noch einen anderen), und im Zusammenhang mit den durch diese Blöcke veranlassten Unter-

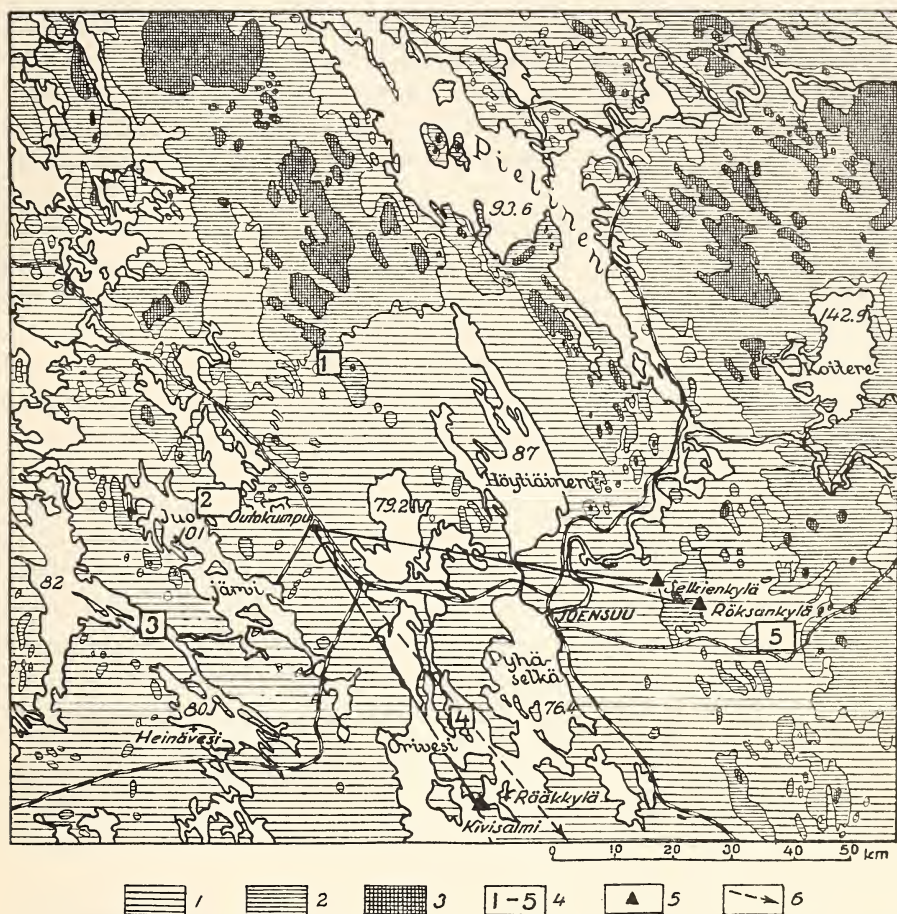


Abb. 1. Übersichtskarte von Nordkarelien. 1. Die Höhe unter 150 m. ü.M.; 2. Die Höhe 150—200 m. ü.M.; 3. Die Höhe über 200 m. ü.M.; 4. Beobachtungstelle (1. Suoavaara, 2. Paakkila, 3. Konttisalmi, 4. Karhunsaa, 5. Kovero und Hevoskumpu); 5. Erzblöcke; 6. Die Wahrscheinliche Transportrichtung des Erzblockes von Sortavala.

suchungen fand man im Jahre 1928 im Dorfe Rönkä (Kiittelysvara) abermals einen grossen und reichen Block, den sog. Kupfererzblock von Rönkä (SAKSELA 1949, S. 173). Aber auch damit war die Reihe der Blockfunde noch nicht beendet. Im Jahre 1938 wurde aus Sortavala mitgeteilt, dass dort bei Grabarbeiten gut aussehendes Erz zutage gekommen sei. Diese Fundstelle liegt hinter dem Bahnhof von Sortavala auf dem Kasernenplatz von Küstenartillerie. Ich habe die Fundstelle aufgesucht und festgestellt, dass es sich

um einen reichen Kupfererzblock handelt, der seinem Typus nach in höchstem Grade dem Erz von Outokumpu ähnelt.

Auf der beigegebenen Karte (Abb. 1) habe ich die Fundstellen von Kivisalmi, Selkie und Röksä vermerkt und durch eine gestrichelte Linie die Wanderrichtung des Blockes von Sortavala angegeben für den Fall, dass er in Outokumpu beheimatet wäre.

Die Geologische Forschungsanstalt hat im Verlaufe vieler Jahre umfassende und vielseitige Untersuchungen unter der Leitung von VÄYRYNEN angestellt, um die Herkunft des Blockes von Selkie aufzuklären. Nach VÄYRYNEN (1923, S. 32—35) entstammten die Blöcke von Selkie von denen der eine Typus sich durch seinen Chrommineralgehalt scharf von dem anderen, einem chrommineralfreien, unterscheidet, einem dem Kupfererz von Outokumpu genetisch ähnlichen Vorkommen, doch sei es recht gut möglich, dass sie nicht von Outokumpu ausgegangen seien. Später hat unter anderem ESKOLA (1935) die Meinung geäußert, das der Block von Selkie aus Outokumpu herrühre. MARMO (1950) hat kalkographische Untersuchungen über die Erze von Selkie, Röksä, Outokumpu und Polvijärvi ausgeführt. Nach seinen Untersuchungen sind die Kupfererze von Selkie und Röksä von gleichem Typus wie das Erz von Outokumpu (MARMO 1950, S. 28), während dagegen die Schwefelkiesblöcke von Selkie im Kirchspiel Polvijärvi zu Hause sein könnten.

Die oben angeführte Erschliessung des »Outokumpu«-Characters der betreffenden Erzblöcke gründet sich einzig darauf, dass die Blöcke von Selkie, Röksä und Kivisalmi dem Typus nach dem Erz von Outokumpu gleichen. Dies reicht jedoch keineswegs ausschliesslich aus, den Ursprung der Blöcke nachzuweisen, denn unter entsprechenden geologischen Bedingungen entstehen im allgemeinen stets einander sehr ähnliche Erze. Es ist unbedingt erforderlich, auch auf glazialgeologischer Grundlage die Verfrachtungsmöglichkeiten der Blöcke nachzuweisen, bevor das Verhältnis zwischen Blöcken und Muttergestein als unwiderlegbar geklärt gelten kann.

Die Blöcke von Selkie und Röksä liegen, wie aus der Karte (Abb. 1) ersichtlich, 60—65 km fast östlich von Outokumpu. Der Block von Rääkkylä—Kivisalmi ist, soweit er aus Outokumpu stammt, etwa 55 km in nordwest-südöstlicher Richtung gewandert. Der sehr weite Winkel zwischen den Wanderrichtungen der Blöcke hat durchaus begründeten Anlass zu verschiedenen Auslegungen ihrer Muttergesteine gegeben. Wie bereits angeführt, hat man vermutet, ob nicht vorwiegend die Blöcke von Selkie und Röksä von anderer Gegend als Outokumpu, etwa von dem Gebiet zwischen Pielisjärvi und Kaavi, ausgegangen seien (SAURAMO 1940). LEIVISKÄ nahm seinerseits an in seinem

Vortrag über den Jaamankangas, gehalten am 17.3.1950 in der Geographischen Gesellschaft Finnlands, dass der Block von Kivisalmi sei nicht aus Outokumpu, sondern von Westen her aus einem am Grunde des Sees gelegenen Vorkommen verfrachtet worden. Er begründete seine Auffassung damit, dass der Block von Kivisalmi nach den vom Inlandeis hinterlassenen Schrammen im Gebiet typischer west-östlicher Verfrachtung liege.

Der vorliegende Aufsatz soll dazu dienen, das Wandern der Steine in Nordkarelien in der Beleuchtung neuer wie auch zuvor ausgeführter Blockforschungen zu betrachten. Die Beobachtungsgebiete sind in der Umgebung von Outokumpu so gewählt worden, dass sie nach Möglichkeit Aufschluss über die Verbreitung derjenigen Erzblöcke lieferten, die entweder aus Outokumpu stammen oder dorthier stammen könnten. Auf Karte 1 sind die Stellen angegeben, über die im folgenden ausführliche Untersuchungen dargestellt werden.

Untersuchungsgebiet Suovaara in den Kirchspielen Polvijärvi und Kaavi

Suovaara heissen bei den Ortsansässigen derjenige Teil des Dorfes Saari-vaara im Kirchspiel Polvijärvi, der im Westwinkel dieses Kirchspiels liegt, und ein Teil des Dorfes Niinivaara im Kirchspiel Kaavi.

Nördlich der Landstrasse Suovaara-Ukonvaara fand man im Nachsommer 1936 in Suovaara und Teyrivaara im Zusammenhang mit den Erzschrüfungen der A.-G. Outokumpu in reichlichem Masse strahlstein-diopsidhaltige quartzitische Gesteine. Viele von ihnen, 31 St., enthielten mehr oder weniger Molybdänglanz. Der häufigste Typus war leicht zerbröckelnder Diopsid-Quarzit, der meistens an der Oberfläche etwas rostig war. Das Gestein enthielt stets etwas Magnet- und zuweilen auch Kupferkies. Am meisten fand man Blöcke von diesem Typus auf den Äckern der Satulavaarat-Hänge und in Steingetrümmer (Abb. 2). Die Westgrenze der Blockfächer konnte verhältnismässig sicher bestimmt werden, und sie verläuft durch das süd-östliche Ende des Weihers Kyyrönlampi, den Osthang des Hügels Mikkolanmäki und durch das östliche Ende des Hügels Muuraismäki. Die linke Flanke des Fächers dagegen ist schwerer zu verfolgen, denn in den vermoorten Gebieten westlich der Weiher Mihkali und Teyrilampi (auf Karte 2 nicht angegeben) waren nur sehr spärlich Findlinge zu sehen. Die weit überwiegende Mehrzahl der molybdänglanzhaltigen Findlinge gruppierte sich in der nächsten Umgebung der Berge Satulavaarat. Diese Beobachtung gab zunächst Anlass zu der Vermutung, das Muttergestein selber finde sich in unmittel-

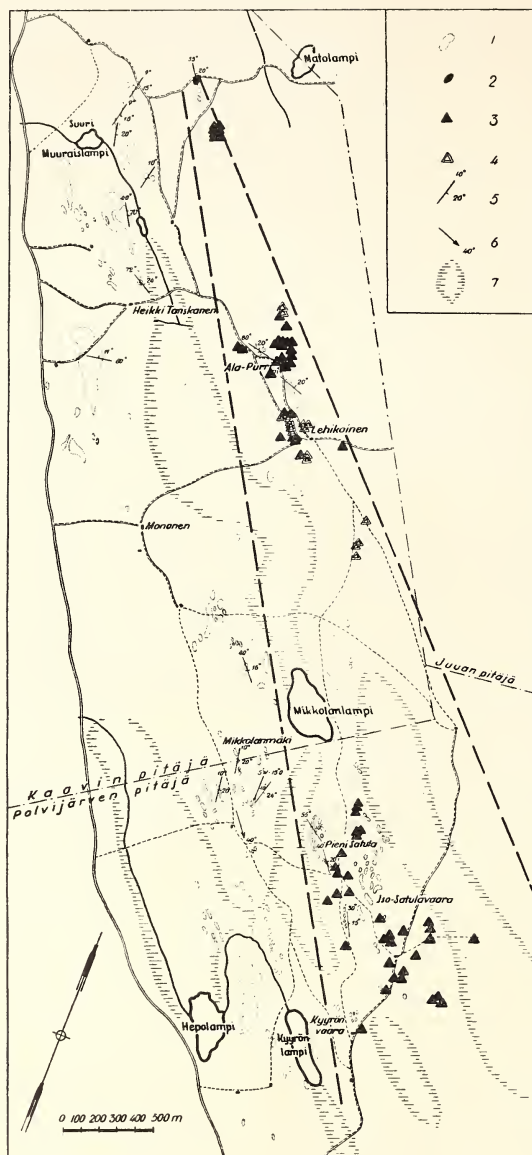


Abb. 2. Das Untersuchungsgebiet Suovaara. 1. Felsentblössung; 2. Ausbiss des Erzes; 3. Erzblöcke; 4. Diopsidskarnblöcke; 5. Streichen und Einfallen; 6. Schrammenrichtung; 7. Sumpf.

an dieser Stelle wurde im September 1937 im Grundfels MoS_2 -

barer Nähe der Geschiebe in den Satulavaarat. So verhielt es sich jedoch nicht. Durch Ausheben von insgesamt 23 Versuchsgruben auf den Hängen der Satulavaarat, in erster Linie in der Kontaktzone zwischen dem auf dem oberen Teil der Berge lagernden Amphibolit und dem darunter gelegenen Quarzit, konnte festgestellt werden, dass die MoS_2 -haltigen Geschiebe ganz offensichtlich nicht hier ihren Ursprung hatten. Somit waren die Untersuchungen fortzusetzen. Von den Satulavaarat nach Nordwesten wurden denn auch im Kirchspiel Kaavi ähnliche Geschiebe aufgefunden, und jetzt stellte es sich heraus, dass die reichlichen Erzblöcke der Satulavaarat den äussersten Teil eines schmalen und langen Blockfächers ausmachten.

Auf Grund einer ausserordentlich sorgfältigen und eingehenden Blocksuche konnte endlich das Nordende vom Verbreitungsgebiet der MoS_2 -Gehalt Geschiebe begrenzt und ihr Ausgangspunkt in einem recht beschränkten Gebiet festgelegt werden.

Durch Ausheben von Versuchsgruben an dieser Stelle wurde im September 1937 im Grundfels MoS_2 -

haltiges Diopsidgestein angetroffen, und so endete das eigentliche Schürfen. Danach wurden die Untersuchungen mit Tiefbohrungen fortgeführt.

Bei Betrachtung des Blockfächers von Suovaara (Abb. 2) fällt es in die Augen, dass er infolge der Unebenheit des Geländes sehr eng ist. Die Fächerbreite beträgt noch 5 km von der Spitze entfernt nur 1200 m, obschon allgemein die Auffassung geherrscht hat, dass die Geschiebe sich in Nordkarelien in einem verhältnismässig offenen Winkel bewegt haben (HAAPALA 1936). Die Mittellinie des Blockfächers von Suovaara verläuft in der Richtung N 35° W. In die Karte (Abb. 2) ist nur eine Schrammenrichtung aus dem Gebiet von Suovaara, vom Berge Hepovaara, eingetragen, und sie verläuft N 40° W. Diese Richtung ist auch in der nächsten Umgebung allgemein, und Kreuzschrammen sind nicht angetroffen worden.

Der Ausbreitung der Geschiebe im Gebiet von Suovaara ist ferner in anderer Hinsicht Aufmerksamkeit zuzuwenden. Ganz nahe dem Durchbruch sind keine MoS₂-haltigen Steine angetroffen worden, erst in etwa 150 m Entfernung haben sich die ersten Geschiebe gefunden. Die nächste Fundstelle, wo in reichlicherem Masse Geschiebe vorgekommen sind, liegt auf dem offenen Feld von Ala-Purri und Lehikoinen und die dritte wie auch zugleich reichhaltigste Verdichtung auf dem Kleinen und dem Grossen Satulavaara. Die Gruppierung der Geschiebe an diesen drei Stellen beruht wohl wenigstens teilweise darauf, dass das Gelände zwischen den Beobachtungsstellen steinarm und vermoort ist, so dass es hier wenig Gelegenheit gegeben hat, Beobachtungen anzustellen. Nur das Gelände zwischen dem Durchbruch und den ihm nächstgelegenen Geschieben ist moränengründiger Waldboden, so dass in diesem Gebiet die gesuchten Erzblöcke hätten aufgefunden werden müssen, wenn es deren dort gegeben hätte.

Glazialgeologisch ist es interessant festzustellen, dass Erzblöcke auf den Gipfel hoher Berge verfrachtet worden sind. Man hätte erwartet, dass der vorrückende Gletscherrand sich wenigstens einigermassen nach der Topographie gerichtet und längs Tälern vorgestossen wäre, wobei sich das dem Felsgrund entrissene örtliche Material in den Tälern oder an den unteren Berghängen aufgeschüttet hätte. Das scheint aber nicht geschehen zu sein, da das Erzgeschiebe grösstenteils im oberen Teil der Berge liegt, vorwiegend jedoch auf dem der Schubrichtung abgewandten Höhenhang, während die entgegenstehende Seite im allgemeinen steinärmer und flachmoräniger gewesen ist. Dies dürfte kaum anders auszulegen sein als mit der Annahme, dass die Randzone des Inlandeises trotz der Unebenheit des Geländes über die Satulavaarat vorgedrungen ist, ohne eben von ihrer Richtung abzuweichen.

Der Geschiebefächer hat sich aus diesem Grunde auch auf ungleichmässigem Gelände eng gestaltet.

SAKSELA (1949) hat die Enge des Geschiebefächers von Suovaara darauf zurückgeführt, dass die Längsachse der dortigen Berge in den Hauptzügen dieselbe sei wie die Vorstossrichtung des Eises, so dass das Vorrücken des Gletschers in den schmalen Tälern zwischen den langen Bergen vor sich gegangen sei. Unerklärt bleibt dann, in welchem Stadium die Blöcke aus den Tälern auf die Berge gelangt wären.

Die Verbreitung der Asbestblöcke in Tuusniemi und Kuusjärvi

An der Grenze zwischen den Kirchspielen Tuusniemi und Kuusjärvi, auf der in den See Juojärvi vordringenden Landzunge Kiukoanniemi, liegen die Anthophyllitasbestbrüche von Paakkila. In dem Gebiet liegen auf engem Raum mehrere Durchbrüche.

Aus den Asbestdurchbrüchen von Paakkila hat das Inlandeis eine grosse Menge Geschiebe gelöst und verfrachtet (Abb. 3). Schon unmittelbar süd-



Abb. 3. Die Verbreitung der Asbestblöcke von Paakkila. 1. Asbestvorkommen; 2. Asbestblöcke; 3. Schrammen.

östlich der Brüche liegen am Ufer des Sees Juojärvi viele grosse Asbeststeinblöcke, der umfangreichste von ihnen ist auf ein Volumen von 3 m³ geschätzt worden. Noch grössere Blöcke, solche, deren Durchmesser 5—6 m ausmacht, sind östlich der Bucht Pirkonlahti gebrochen worden. Anfangs nahm man an, die Geschiebe von Pirkonlahti seien gesonderte Durchbrüche, denn vom Asbeststein war nur ein kleiner Teil zu sehen, während der Hauptteil tief in Moräne oder glazifluviale Sandschichten eingebettet lag.

Die Nordflanke des Asbestblockfächers hat mit grosser Sicherheit festgestellt werden können. Im Sommer 1948 stand nämlich der Wasserspiegel der Seen sehr niedrig, so dass starkgeröllige Uferzonen aus den Fluten aufgetaucht waren. Die Asbeststeingeschiebe setzten nach Norden zu an der auf der Karte angegebenen Stelle ganz plötzlich aus. Gleicherweise überzeugend konnte die Südgrenze des Fächers südlich des Sundes Ohtaansalmi am Ostufer des Sees Juojärvi festgelegt werden. Serpentinsteine, obendrein in grossen Quadern, fand sich längs dem Gestade, aber die aus Paakkila stammenden Asbestblöcke entfielen in eine enge, scharf begrenzte Zone.

Das Geschiebebündel von Paakkila erinnert in seiner Form in hohem Masse an den oben beschriebenen Geschiebefächer von Suovaara. Geschiebe sind in reichlichem Masse, wenn auch nicht bis in weite Entfernung vom Muttergestein, verfrachtet worden, die am weitesten beförderten liegen in einer Entfernung von nur etwa 5 km. Die Mittellinie des Fächers verläuft in der Richtung N 60° W und folgt der allgemeinsten bekannten Schrammenrichtung.

Die Wirkung des Inlandeises ist im Gebiet von Paakkila indes nicht gleich regelmässig gewesen wie nördlich davon in Kaavi und den westlichen Teilen des Polvijärvi. Das beweisen unter anderem die an zahlreichen Stellen anzutreffenden Kreuzschrammen. Ganz nahe dem Südflügel des Asbestfächers von Paakkila, am Ufer des Juojärvi, habe ich die Schrammenrichtungen N 60° W und N 90° W gemessen. Die Schrammen waren in dem glatten Uferfels übereinander zu sehen, aber mit voller Sicherheit habe ich ihr gegenseitiges Altersverhältnis nicht feststellen können. Nach den Beobachtungen von FROSTERUS und WILKMAN herrschen von Paakkila nach Westen, um das Nordwestende des Juojärvi herum, ziemlich westliche Schrammenrichtungen, die zwischen N 53° und 90° W wechseln. Ausserdem liegen Beobachtungen vor, die erweisen, dass das Eis sich hier auch in anderer Richtung bewegt hat, denn in die Beobachtungskarte der genannten Forscher (Abb. 8, S 47.) ist in der Nähe des Ohtaansalmi die Schrammenrichtung N 10° E eingetragen. Kreuzschrammen haben FROSTERUS und WILKMAN vorwiegend vom Ostufer des Juojärvi, eine Strecke vom Ohtaansalmi nach Südosten, aufgezeichnet. Die von den Schrammen erwiesenen Vorstossrichtungen des Eises sind hier

N 25° W und N 75°—90° W gewesen. Die westlichen Schrammen sind jüngeren Datums (FROSTERUS und WILKMAN 1917, S. 34).

Bei einem Vergleich des Asbestblockfächers von Paakkila mit der Schrammenrichtung zeigt es sich deutlich, dass die Geschiebe sich grösstenteils, nach FROSTERUS und WILKMAN, gemäss der jüngeren Verfrachtungsrichtung oder in der Richtung N 60° W bewegt haben. Soweit der grösste Teil der Asbestblöcke den südlichsten Durchbrüchen im Gebiet von Paakkila entstammt, ist die Richtung des Geschiebebündels etwas westlicher, etwa N 65°—70° W. Überraschend ist es, dass von der allgemeinen Verfrachtungsrichtung abweichend dennoch zwei Blöcke in fast nordsüdlicher Richtung an das Ufer des Juojärvi, an die Stelle der heutigen Landungsbrücke, gelangt sind. Die Wanderung dieser Asbestblöcke an ihre jetzige Stelle ist, soweit sie den in die Karte eingetragenen bekannten Vorkommen entstammen, nur in dem Falle möglich gewesen, dass ein nordsüdlich gerichtetes Vordringen des Eises entweder v o r oder n a c h der westlichen Hauptphase vor sich gegangen ist. Mit anderen Worten, die Bewegung des Gletschers hat sich in der Gegend von Paakkila in mehrere — wenigstens zwei — gesonderte und verschiedene gerichtete Vorstossphasen geteilt.

Im Nordostwinkel der Blockbeobachtungskarte von Paakkila liegt auf der Landzunge K a r v o l a n n i e m i ein kleiner Asbeststeinfels. In seiner Nähe sind vier Blöcke aufgefunden worden, die erweisen, dass die Hauptverfrachtung in gleicher Richtung geschehen ist wie in Paakkila selbst, aber die beträchtliche Breite des Fächers weist auch in diesem Fall auf eine ungewöhnliche Verfrachtung hin.

Der Fächer des Serpentinegesteins von Konttialmi

An der Grenze zwischen Tuusniemi und dem Kirchspiel Heinävesi (Abb. 4) erhebt sich am östlichen Ende des Sees Suvasvesi über den Seespiegel ein 30×80 m umfassender Serpentinfels, die Insel Rapasaari. Eine andere, noch kleinere Serpentininsel liegt zwischen Rapasaari und Leppäsalo, die Klippe Lahnaluo. Der Serpentin von Rapasaari ist durchweg stark verwittert und enthält etwas Magnetkies und Strahlsteintüpfel. Die Serpentinproben zeigen einen schwachen Nickelgehalt (Ni 0,18—0,2 %). Der westliche Teil von Lahnaluo ist schwarzer Schiefer mit geringen FeS- und FeS₂-Gehalten.

Der Felsgrund im nördlichen Ende von Leppäsalo besteht schon aus den Scharngesteine, aber der Serpentin erstreckt sich über Lahnaluo bis hierher. Unter einer Russzone an der Spitze der Landzunge liegt wieder schwarzer Schiefer.

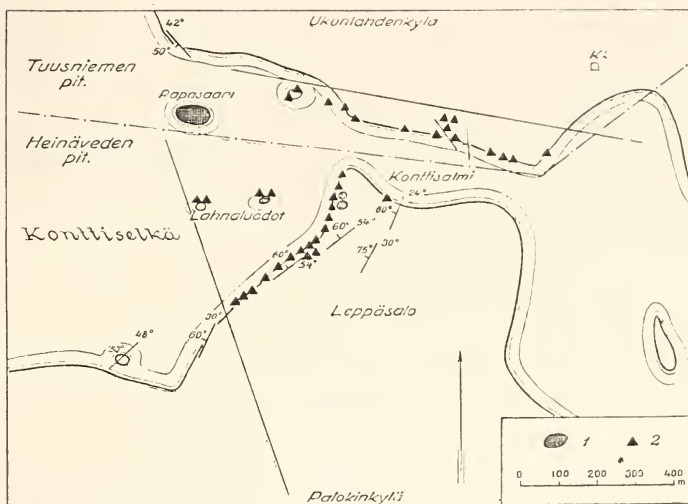


Abb. 4. Das Untersuchungsgebiet Kottisalmi. 1. Serpentine rock; 2. Serpentine rock blocks.

Serpentine findings are found at Rapasaari and Lahnaluocto on their east-southeastern shores from Suvasvesi, at the points indicated on the map, in plentiful quantities. As the extent of the serpentinite through-break under the water level is not yet known, the tip of the debris fan remains open. This does not, however, prevent a clear picture of the distribution of the blocks in the study area. The most important observation is that, starting from the area between Rapasaari and Lahnaluocto, the serpentinite boulders have spread over a wide area, quite differently than, for example, in the area of Suovaara, which has been established. The terrain in the immediate vicinity of the serpentinite felsen is also further away proportionally flat, so that the unusually rapid spreading of the fan is not topographically determined. It is also incomprehensible that the stones from the limited area of origin can spread fan-like over an area, whose apex angle is about 60°.

Unfortunately, in the serpentinite and skarn felsen no striae have been preserved, on the basis of which the movements of the ice at the shore of Kottisalmi could have been followed in detail. Only a little further away in the vicinity of Suvasvesi (Abb. 8) striae can be found. According to them, the area of Kottisalmi belongs to the region of the west-southeastern

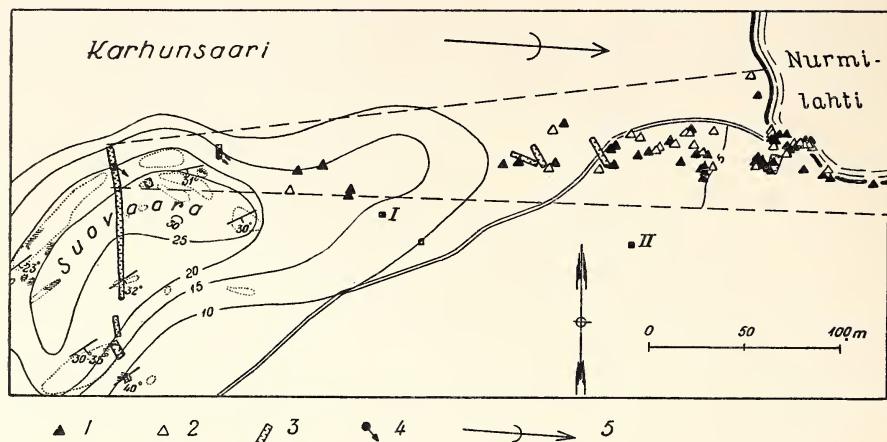


Abb. 5. Die Verbreitung der Erzblöcke in Karhunsaaari nach Saksela. 1 und 2. Schwefelkiesblöcke; 3. Ausgrabungen; 4. Die Ausgehenden der Erzlager; 5. Die Bewegungsrichtung des Landeises.

derung, wodurch indes die Entfaltung des Geschiebefächers von Konttisalmi nur teilweise erklärt wird. Ein Teil der Geschiebe scheint nämlich von der Westostrichtung so weit abgewichen zu sein, dass die Ausbildung des Geschiebebündels zu einem solchen, wie es in Abb. 4 dargestellt ist, Anlass gibt, auch eine andersgerichtete Gletscherbewegung vorauszusetzen.

Die Verbreitung der Erzblöcke auf dem Insel Karhunsaaari

Eine westöstlich gerichtete Blockverfrachtung ist in Nordkarelien von jeher bekannt. Von dem Sund Maljasalmi (vom Konttisalmi nach Osten) des Juojärvi hat WILKMAN eine Beobachtung (FROSTERUS und WILKMAN 1917, S. 35), nach der die Asbeststeingeschiebe sich wie Perlen an einer Schnur in westöstlicher Richtung aneinander reihen.

Das schönste und überzeugendste Beispiel für westöstlich gerichtete Gletscherströmung haben wir in der von SAKSELA (SAKSELA 1933) untersuchten Insel Karhunsaaari im Kirchspiel Liperi (Abb. 5). Karhunsaaari liegt nur 15 km nördlich der Fundstelle des berühmten Erzblockes von Kivisalmi und ist daher eine sehr gut geeignete Beobachtungsstation in dem Gebiet zwischen Outokumpu und Kivisalmi.

Aus der Figur (Abb. 5) ist zu ersehen, dass die Schwefelkiesblöcke von Karhunsaaari sich nach der in die Karte eingetragenen Schrammenrichtung auf sehr engem Raum ausgebreitet haben. Wie gewöhnlich, haben sich in

der Nähe der Durchbrüche nur einige wenige Blöcke gefunden, und eine eigentliche Verdichtung hat 300—400 m von den Durchbrüchen entfernt gelegen. Wenn wir auf Grund des Geschiebefächers von Karhunsaaari die Wanderung des Blockes von Kivisalmi entscheiden wollten, kämen wir zweifellos dazu, dieselbe Annahme zu machen, die L^EIVISKÄ über sie gemacht und in seinem Vortrag dargestellt hat (vgl. S. 34). Zwischen den Verfrachtungsrichtungen des Blockes von Kivisalmi und der Geschiebe von Karhunsaaari scheint somit ein Widerspruch zu bestehen, der einer geologisch befriedigenden Erklärung bedarf.

Die Ausbreitung der Schwefelkiesblöcke östlich von Joensuu

Im Herbst 1937 erhielt ich zur Untersuchung die Probe eines brekzienartigen Schwefel-Magnetkieserzes, eines Findlings aus dem Dorfe Kovero im Kirchspiel Tuupovaara. Die Probe wurde übersandt von Baumeister Piironen, der mitteilte, dass er sie bei einer Wegbegradigung gefunden habe. Unweit der Fundstelle, an der Landstrasse von Ilomantsi, fanden sich ausser dem ersten noch vier weitere Blöcke sowie eine Menge etwas kieshaltige Quarzitsteine. Mit diesen Fundstellen als Ausgangspunkt suchte man weitere Blöcke im Westen und Nordwesten, vorwiegend in der Richtung der nach Joensuu führenden Landstrasse. So fand man denn auch fortgesetzt Blöcke längs der Strecke bis nach der Gegend des Otravaara (Abb. 6). Es gelang, die Nordgrenze des Geschiebefächers mit einiger Genauigkeit zu bestimmen, aber das genaue Bestimmen der südlicheren Grenze hatte man infolge von Geländeschwierigkeiten aufzugeben.

Wie aus der beigelegten Karte ersichtlich, ist die Verfrachtungsrichtung der Blöcke immer noch ziemlich westlich (N 70° W) gewesen, wenn auch nicht so westlich wie auf Karhunsaaari. Das Muttergestein der Schwefelkiesblöcke von Kovero schien in das bekannte Schwefelkieserzgebiet von Otravaara zu entfallen (zum Teil entstammten sie gewiss dem Pakkasenvaara), wenngleich die Nordspitze des Fächers nicht genau auf den Durchbruch von Otravaara, sondern in etwas nördlichere Richtung zeigt. Ob dies nun bedeutet, dass typisches Erz vom Otravaara nördlich des jetzt bekannten Erzes auftrete, oder ob es auf einem durch die Unzulänglichkeit der Karten bedingten Fehler beruht (damals stand nur eine Übersichtskarte 1:400 000 zur Verfügung), ist schwer zu schliessen. Es ist zu bemerken, dass sich im Abraum von Otravaara ganz ähnliches brekzienartiges Schwefelmagnetkieserz wie in den Geschieben von Kovero fand. Als die Untersuchungen in die unmittel-

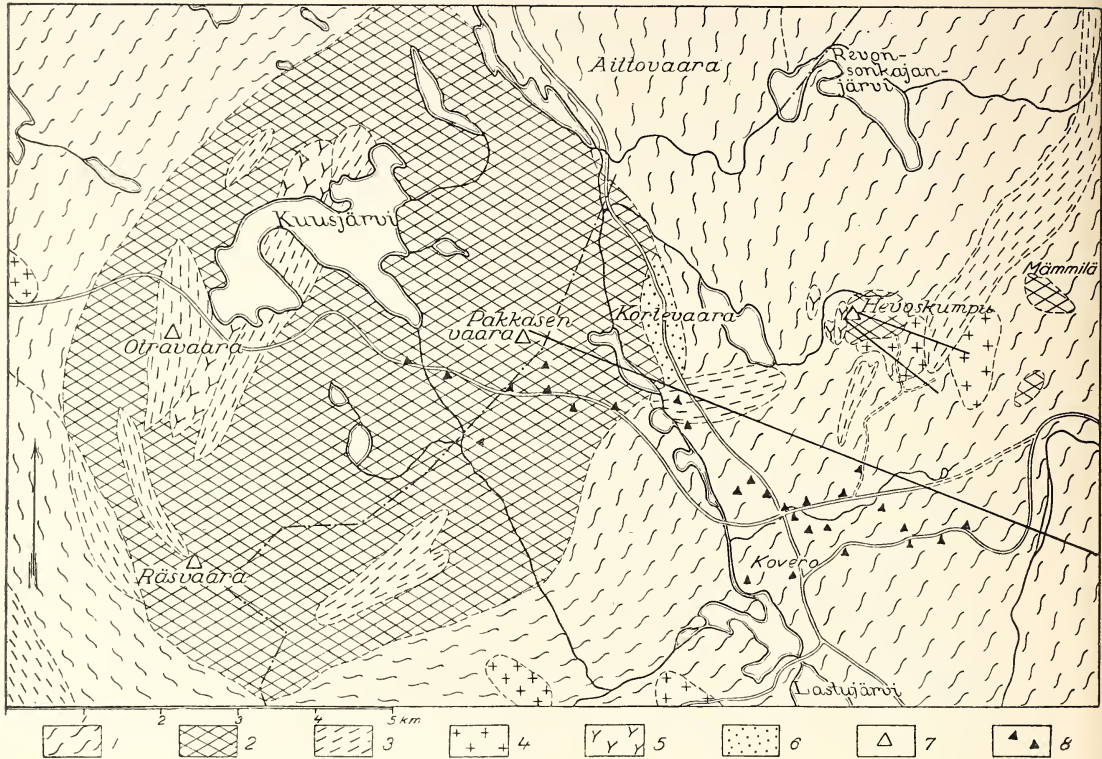


Abb. 6. Die Verbreitung der Erzblöcke in den Kirchspielen Eno und Tuupovaara. (Geologische Karte nach Benj. Frosterus und W. W. Wilkman.) 1. Gneiss-granit; 2. Amphibolit; 3. Hornblendeschiefer; 4. Jüngere Granit; 5. Oligoklas-albit-granit; 6. Quarzdiorit; 7. Ausbisse der Erze; 8. Erzblöcke.

bare Nähe von Otravaara und fremde Mutungsgebiete führten, wurden sie eingestellt, und so blieb die Festlegung der genauen Stelle unvollendet.

Bei der Ausführung von Geschiebeuntersuchungen im Dorfe Kovero auf dem Hevoskumpu, etwa 3 km vom Dorfe Kovero nach Norden, wurden in reichlichen Mengen Quarz-Schwefelkiesblöcke angetroffen (Abb. 6 und 7), die in nahe gelegener Gegend beheimatet zu sein schienen. Stellenweise machten sie nahezu die Mehrzahl der Steine aus, und der Boden war an diesen Stellen rostig und schwachwüchsig. In einigen unverwitterten Blöcken war Schwefelkies zu sehen, das einzige Erzmineral in diesen Steinen. Das für Geschiebeuntersuchungen geeignete Gelände erleichterte das Suchen, und so fand man denn im Sommer 1938 verhältnismässig nahe das Muttergestein der Geschiebe. Sowohl durch Versuchsgrabungen als Tiefbohrungen wurde das

entdeckte Vorkommen untersucht, und demzufolge konnte festgestellt werden, dass es sich um zwei Erzdurchbrüche handelte, von denen beiden Blöcke haben ausgehen können. Doch entstammen die Kiesblöcke grösstenteils einem nördlicheren und grösseren Durchbruch.

Die Untersuchungen von Hevoskumpu umfassten sehr kurzstreckige Steine, und dieser Geschiebefächer (Abb. 7) ist vor allem zur Wiedergabe der Geschiebelage unweit des Durchbruchs in die Darstellung aufgenommen worden. Ein allgemeiner Zug besteht auch in diesem Fall darin, dass in unmittelbarer Nähe des Durchbruchs die Anzahl der Blöcke gering ist und erst weiter entfernt ihre Menge zuzunehmen beginnt. Dies scheint auch dadurch bewirkt zu sein, dass die Erzgesteine spröde sind und im Gletscherdruck leicht zertrümmert werden, und zwar um so mehr, je weiter sie verfrachtet werden. Somit gibt die Karte, die die Anzahl der aufgefundenen Blöcke darstellt, an sich kein richtiges Bild von der Blockverfrachtung, vielmehr sollte sie zugleich auch die quantitativen Verhältnisse des abgesetzten Materials widerspiegeln.



Abb. 7. Die Verbreitung der Erzblöcke von Hevoskumpu. 1. Die Ausgehenden der Erzlager; 2. Erzblöcke.

In die Karte (Abb. 6) sind der Geschiebefächer von Hevoskumpu sowie die Nordgrenze des Verbreitungsgebiets der Schwefelkiesblöcke von Kovero eingetragen. Die Nordgrenzen beider Blockfächer sind gleichgerichtet und

erweisen dadurch übereinstimmend die Richtung der Blockverfrachtung in dieser Gegend.

Bei einem Vergleich der Geschiebeausbreitung mit dem in der Gegend gemachten Schrammenbeobachtungen wendet sich die Aufmerksamkeit darauf, dass die Mittellinie der Blockfächerfigur etwas westlicher gerichtet ist, als sie auf Grund der Schrammenbeobachtungen sein sollte. Die in die Schrammenbeobachtungskarte (Abb. 8) eingetragenen Bewegungsrichtungen des Inlandeises sind in den Gegenden von Otravaara nämlich N 40° W, N 45° W und N 60° W. Ausserhalb der Geschiebebeobachtungskarte (Abb. 7), aber nicht weit von ihrer Nordostecke entfernt, am Ufer des Sees Revonsonkajajärvi, sind Kreuzschrammen in den Richtungen N 44° W und N 90° W gemessen worden. Der Geschiebefächer von Hevoskumpu liegt auf halbem Wege zwischen den Beobachtungsstellen von Otravaara und dem See Revonsonkajajärvi. Somit ist es sehr wahrscheinlich, dass auf die Entwicklung des Geschiebefächers von Hevoskumpu die beiden Vorstossrichtungen des Eises eingewirkt haben.

Zusammenfassung über Blockuntersuchungen und Eisbewegungen

Die nebenstehende Abbildung (Abb. 8) zeigt die Orientierung und Gruppierung der Schrammen in Nordkarelien. Wie aus der Figur deutlich ersichtlich, lassen sich in Nordkarelien wenigstens zwei in der Richtung stark voneinander abweichende Schrammensysteme feststellen, von denen nach der allgemein herrschenden Auffassung (FROSTERUS und WILKMAN 1917, REP o mdl. Mitteilung) das nördlichere höheren Alters ist. Räumlich sind Schrammen der nördlicheren Vorstossphase des Inlandeises vor allem nördlich vom Jaamankangas zu sehen, aber auch südlich derselben Uferaufschüttung sind nördlich gerichtete Schrammen anzutreffen, ja sie können sogar als Kreuzschrammen mit jüngeren und für westlicheren Eisvorstoss zeugenden Schrammen wahrzunehmen sein.

Die jüngere oder westöstliche Vorstossphase des Eises scheint nach den Schrammenbeobachtungen räumlich begrenzter gewesen zu sein. In westöstlicher Richtung verlaufende Schrammen kommen südlich des Jaamankangas zahlreich vor, wenngleich einige Anzeichen derselben Vorstossphase auch weiter nördlich und andere am Ufer des Sees Viinjärvi, unmittelbar randlich der Proximalseite des Jaamankangas, aufgezeichnet worden sind. Ein beachtenswerter Zug in der regionalen Verbreitung westlicher Schrammen besteht darin, dass sie sich nicht auf den Rand des östlich vom Pyhäselkä

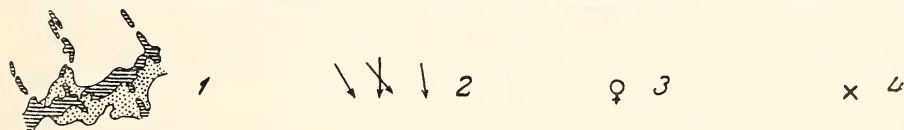


Abb. 8. Schrammenrichtungen und Osbildungen in dem Teil von Nordkarelien nach Benj. Frosterus und W. W. Wilkman. Masstab 1:1.000.000. 1. Osbildung; 2. Schrammen; 3. Erzfeld von Outokumpu; 4. Der Fundort des Erzblockes von Kivisalmi.

bogenförmig verlaufenden II. Salpausselkä-Höhenzuges beschränken, gegen den sie fast senkrecht gerichtet sind, sondern dass diese westliche Richtung sich auch ausserhalb der besagten Randaufschüttung fortsetzt. Das Abbiegen der Schrammenrichtung nach Südosten verhäufigt sich erst im rechten unteren Winkel des Kartenbildes (Abb. 8), östlich des II. Salpausselkä und des Jänisjoki-Tals, in einer Gegend, wo die vordringende Vereisungsfront auf ein hohes Bergland gestossen ist. Weiter nördlich, östlich der Stadt Joensuu, an den Fundstellen der Erzblöcke von Röksä und Selkie, hat die westliche Orientierung den Salpausselkä-Bogen überschritten und wenigstens die Berglandschaft von Selkie und Röksä erreicht. Jetzt ist zu beachten, dass gerade hier, im Grenzgebiet nördlicher und

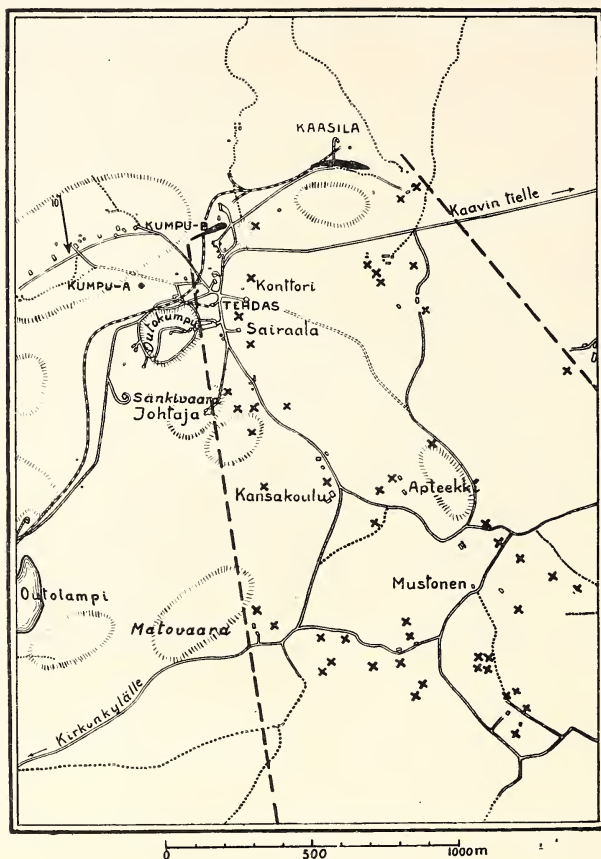


Abb. 9. Die Verbreitung der Erzblöcke im Outokumpugebiet nach den Veröffentlichungen von Sauramo und Väyrynen. Die Erzblöcke hat man mit schwarzen Kreuzen dargestellt.

westlicher Gletscherströmung, die uns interessierenden reichen Kupfererzgeschiebe von Selkie und Röksä angetroffen worden sind.

Betrachten wir den Geschiebefächer des Erzes von Outokumpu (Abb. 9), so geht unwiderleglich aus ihm hervor, dass sich die Erzblöcke hauptsächlich mit der älteren, fast aus dem Norden gekommenen Gletscherströmung bewegt haben. Durch hinreichende Verlängerung dieses Geschiebebündels gelangt man zu den Fundstätten des Erzblockes von Rääkylä—Kivisalmi und weiter nach Sortavaala, wo 1938 ein grosser Kupfererzblock aufgefunden worden ist. Dieser Block ähnelt, wie zuvor angeführt, in seiner mineralogischen Zusammensetzung in höchstem Masse dem Kupfererz von Outokumpu, Selkie

und Röksä. Soweit man aus dem Gebiet zwischen Outokumpu und Sortavala nur eine, also diese älteste und nordwest-südöstlich (nördlich) gerichtete Eisvorstossphase kannte, wäre es vom glazialgeologischen Standpunkt aus begründet, zu schliessen, dass die Geschiebe von Kivisalmi und Sortavala aus Outokumpu stammen, während hingegen das Muttergestein der Geschiebe von Selkie und Röksä andernorts zu suchen wäre.

Schon der Asbestfächer von Paakkila hat sich beträchtlich nach Osten gewendet, aber eine noch östlichere Richtung haben gewisse Serpentinegesteine vom Sund Konttisalmi eingeschlagen, die, unter Berücksichtigung der äussersten Fälle, annähernd westöstlich gewandert sind. Ganz rein westöstliche Verfrachtung vertritt vor allem das Schwefelkieserzgeschiebe von Karhunsaaari, was im Vergleich zum Gebiet von Outokumpu überraschend ist, da Karhunsaaari unweit der Fundstelle des Kupfererzblockes von Kivisalmi liegt, nur 15 km davon nach Norden. Gerade die Beobachtungen auf Karhunsaaari haben denn auch teilweise dazu geführt, dass Verfasser auf weiter Fläche von Kivisalmi nach Westen, in den Kirchspielen Liperi, Heinävesi und Tuusniemi, Erzschürfungen angestellt hat.

Der Erzblockfächer von Outokumpu ist nunmehr unter Berücksichtigung der in den Gebieten von Paakkila, Konttisalmi und Karhunsaaari festgestellten westöstlichen Verfrachtung ausführlicher zu betrachten. Schon SAKSELA hat der sonderbaren Lage der drei Erzblöcke im Gebiet von Outokumpu besondere Aufmerksamkeit zugewandt. SAKSELA (1948, S. 26) schreibt: »Die Lage der drei nördlichsten Erzblöcke ist jedoch geeignet, in gewissem Masse Aufmerksamkeit zu erwecken. Einer von ihnen liegt nämlich vom Erz von Kumpu B direkt nach Osten, die zwei übrigen hingegen von dem Erz von Kaasila nach Ost-südost. Es ist schwer zu begreifen, wie die »Zerstreuung« so nahe den Erzdurchbrüchen so aussergewöhnlich gross hat sein können. Die topographischen Bedingungen machen den Sachverhalt nicht durchsichtiger.»

Zweifellos wäre das Wandern dieser drei Blöcke schwer zu erklären in einem Gebiet, wo das Inlandeis fortgesetzt nur eine und dieselbe Vorstossrichtung befolgt hätte. Obgleich ich in Outokumpu selbst keine westlichen Schrammen gefunden habe, liegt dieses Gebiet doch dem Raum westöstlicher Verfrachtung so nahe, dass aller Wahrscheinlichkeit nach Outokumpu nebst Umgebung auch in den Einflussbereich jüngerer, westöstlich gerichteter Verfrachtung geraten ist, wie die Ausbreitung der Blöcke erweist. Offenbar ist gerade die Lage von Outokumpu am Nordrand westöstlicher Verfrachtung die Ursache dazu gewesen, dass der zur Zeit der älteren Phase entstandene Geschiebefächer nicht stärker deformiert und nur ein Teil der Geschiebe mit der neuen Gletscherströmung nach Ost-südost geflossen ist.

Durchaus berechtigt ist jetzt die Frage, warum nur drei Erzblöcke von Outokumpu nach Osten gewandert wären, da nun einmal der Gletscher später über die Stelle in dieser neuen Richtung hinweg gewandert sei. Wie wir bei unserer Betrachtung der oben dargestellten Geschiebefächer bemerkt haben, bewegen sich die Geschiebe mit dem Eis im allgemeinen verhältnismässig kurze Strecken (z.B. über den Block von Hevoskumpu, Abb. 7), und nur ein Teil von ihnen begibt sich, aus diesem oder jenem Grunde, mit den Gletscherströmungen weiter fort. Somit bleibt, wie in dem Fall von Outokumpu, das frühere gletscherverfrachtete Material grösstenteils in der Nähe seiner früheren Stelle, und der aufs neue behandelte Geschiebefächer wird nur weiter als zuvor. Nach den allerneuesten Untersuchungen ist, wie nach OKKOS Beobachtungen auf Island (Vortrag in der Geologischen Gesellschaft Finnlands am 30.3.1950), die erodierende Wirkung des Gletschers auf seine Sohle erstaunlich gering, eine Erscheinung, der ich früher in meiner Untersuchung über submoräne Sedimente auf der Karelischen Landenge (AUROLA 1949, S. 58) Aufmerksamkeit zugewandt habe. Unter Berücksichtigung dieses Sachverhalts ist keinesfalls ungewöhnlich, dass der Gletscherströmung den grössten Teil der Blöcke beinahe an ihren früheren Stellen gelassen und der Geschiebefächer somit Züge seines früheren Gefüges beibehalten hat.

Die Fundstellen der Kupfererzblöcke von Selkie und Röksä liegen, wie wir gesehen haben, am Randzone der westöstlichen Gletscherverfrachtung, in einer Gegend, wo sich eine nordwest-südöstlich gerichtete Bergkette steil am Ostrand des Höytiäinen—Pyhäselkä—Beckens erhebt. Auf Grund der Schrammenbeobachtungen scheint es nun, dass das Eis, von Westen her in dieses Bergland kommend und es überschreitend, auf einen anderen, vom Pielisjärvi—Becken herüber vorgedrungenen Gletscherstrom gestossen wäre, und da zwischen diesen beiden Gletschern ein hohes und das westöstliche Vordringen verzögerndes und störendes Hindernis entgegenstand, wandte sich die Richtung der vereinigten Gletscher nach Südosten. Stellenweise ist jedoch die von Westen herangekommene Gletscherströme schon ziemlich weit auf die andere Seite der Berge hinüber vorgedrungen, was unter anderen die Kreuzschrammen am Revonsonkajajärvi bezeugen. In den Randzonen der Vereisungsströme, in den Gebieten der Dörfer Selkie und Röksä, sind in die Moräne somit offenbar Bestandteile aus dem Westen und Nordwesten eingegangen.

Um davon überzeugt sein zu können, dass die westliche Bewegungsrichtung des Gletschers Geschiebe aus Outokumpu nach Selkie hat verfrachten können, müssten sich aller Wahrscheinlichkeit nach in der Gegend zwischen

Outokumpu und Selkie Erzblöcke finden. Schon ein flüchtiger Blick auf das Kartenbild (Abb. 8) lässt uns einsehen, warum aus diesem Gebiet keine Geschiebebeobachtungen vorliegen. Outokumpu liegt am Nordrand des in westöstlicher Richtung verlaufenden umfangreichen Jaamankangas. In unmittelbarer Nähe von Outokumpu, östlich davon, ist das Gelände von zwei vom Jaamankangas abzweigenden längsverlaufenden Osen bedeckt, und hinter ihnen, nach Osten zu, breitet sich das Becken des Sees Viinijärvi aus. Soweit in westöstlicher Richtung von Outokumpu aus Geschiebeverfrachtung vor sich gegangen ist, bestehen für das Auffinden von Geschieben praktisch gesehen Möglichkeiten erst südlich von Joensuu zwischen dem Pyhäselkä und dem II. Salpausselkä—Bogen sowie dann östlich von Joensuu in dem Bergland zwischen Selkie und Heinävaara. Dem Ostufer des Pyhäselkä ist für Geschiebeuntersuchung bisher weniger Aufmerksamkeit zuteil geworden, und mir ist nicht bekannt, ob dort dem Kupfererz von Outokumpu ähnliche Erzblöcke aufgefunden worden sind.

Nochmals auf die Untersuchungen von Karhunsaaari (Abb. 5) zurückkommend, können wir mit vollem Recht die Frage stellen, warum dieser Geschiebefächer in seinem Gefüge ausschliesslich der westöstlichen Verfrachtung entspricht und keinerlei Spuren einer früheren von Norden her gekommenen Vereisungstätigkeit erkennen lässt. Bei Ergründung dieser Erscheinung bin ich zu dem Ergebnis gekommen, dass, als die Vereisung sich über die Stelle hinweg bewegte, das Schwefelkieserz von Karhunsaaari entweder von einer dicken Verwitterungsschale oder einer sonstigen es schützenden Ablagerung bedeckt gewesen ist. Die Gletschererosion hat in diesem Stadium noch nicht das Erz erreicht, aber doch die erzschützenden Decken so dünn abgetragen, dass, als das Inlandeis das Gebiet aufs neue und aus neuer Richtung eroberte, sich der Durchbruch auftat und Geschiebe abgab, die sich dann mit der westlichen Verfrachtung ausbreiteten.

Die in Nordkarelien angestellten Schrammenbeobachtungen wie auch Blockuntersuchungen erweisen überzeugend, dass die Gesteinwanderungen in wenigstens zwei Stadien bei sehr starker gegenseitiger Abweichung der Verfrachtungsrichtungen vor sich gegangen sind. Es ist sehr wahrscheinlich, dass aus den Erzdurchbrüchen von Outokumpu oder von dem durch die frühere Eisströmung abgelösten und verfrachteten Blockmaterial ein Teil mit der jüngeren westöstlichen Eisströmung hat fortgerissen und in diesem Stadium bis Selkie und Röksä hat fortgeschafft werden können. Somit können die Kupfererzgeschiebe von Selkie, Röksä, Kivisalmi und Sortavala alle von einer einzigen Stelle in Outokumpu herrühren, aber ihre Beförderung an ihre jetzigen Stellen setzen zwei verschieden gerichtete Glet-

scherströmungen voraus. Vom Standpunkt des Erzschürfens und der Geschiebeforschung ist diese zweiphasige Materialverfrachtung des Inlandeises keine die Untersuchungen erleichternde, wenn auch notwendige Beobachtung, die beim künftigen Erzschürfen zu berücksichtigen ist.

Literatur

- AUROLA, ERKKI. Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises. — Bull. Comm. géol. Finl. 144. Helsinki 1949.
- and VÄHÄTALO, VEIKKO. The Pyrite Deposit of Hevoskumpu in Tuupovaara. — Bull. Comm. géol. Finl. 125. Helsinki 1939.
- ESKOLA, PENTTI. Malmien etsinnästä ja malmityypeistä. — Terra 1935, Helsinki.
- FROSTERUS, BENJ. ja WILKMAN, W. W. Joensuun maalajikartan selitys. Lehti D 3. Helsinki 1917.
- HAAPALA, PAAVO. On serpentinite Rocks in Northern Karelia. — Bull. Comm. géol. Finl. 114. Helsinki 1936.
- Lohkaretutkimukset Pohjois-Karjalassa kesällä 1936. — Bull. Comm. géol. Finl. 119. Helsinki 1937.
- HYYPÄ, ESA. Tracing the Source of the Pyrite Stones from Vihanti on the Basis of Glacial Geology. — Bull. Comm. géol. Finl. 142. Helsinki 1948.
- MARMO, V. Comparison made by Means of Chalcographic Investigations of some Ore-bearing Boulders with the Ores of Outokumpu and Polvijärvi. — Bull. Comm. géol. Finl. 150. Helsinki 1950.
- SAKSELA, (SAXÉN), MARTTI. Die Kieserzlagertstätte von Karhunsaari in Nordkarelien, Finnland. — Geol. För. Stockh. Förh. Bd 55. 1933.
- Outokummun kuparimalmin löytö. — Geologinen tutkimuslaitos. Geoteknillisiä julkaisuja No 47. Helsinki 1948.
- Das pyroklastische Gestein von Lappajärvi und seine Verbreitung als Geschiebe. — Bull. Comm. géol. Finl. 144. 1949 a.
- Malminetsintä. Jyväskylän. 1949 b.
- SAURAMO, MATTI. Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting. — Bull. Comm. géol. Finl. 67. 1924.
- Röksän malmilohkareiden kulkeutumismahdollisuuksista. Selostus kesällä 1940 suoritetuista tutkimuksista. Geologisen tutkimuslaitoksen raportti No 95. 1940.
- VÄYRYNEN, HEIKKI. Geologisen tutkimuslaitoksen vuosikertomus v. 1923. sivut 32—35. 1923.

Depósitos limnoglaciales en la región de Río Turbio, Santa Cruz (Patagonia)

Prof. Dr. ANGEL V. BORRELLO

Buenos Aires

La región de Río Turbio, situada en el borde sudoeste del territorio de Santa Cruz, extremo austral de la Patagonia, se extiende sobre la frontera con Chile en el típico ambiente de los Andes preandinos (fig. 1). Un relieve suave desciende de las cotas de 750—800 m s n m hacia el nacimiento, hasta los 200—400 m s n m en que de Norte a Sur se desplaza el valle, en partes ancho, del río Turbio. Este curso es el principal colector de desagüe de la región e integra con sus tributarios la red imbrífera del río Gallegos que con valle de traza transversal constituye el curso de situación más meridional del territorio argentino, próximo a la latitud Sur de los 52°. Al Este del río Turbio, en la comarca homónima, el relieve suave de las montañas circundantes alcanza en el cerro Punta Gruesa, cumbre de la llamada meseta Latorre, la altitud de los 1.064 m s n m. La meseta Latorre forma el borde encumbrado del lado occidental de la región extraandina que gradualmente desciende hacia el Atlántico en un relieve de vastas terrazas escalonadas, proporcionando a la Patagonia una característica geomorfológica inconfundible.

Desde Río Turbio hacia la costa atlántica media una distancia en línea recta de 240 km. Al Sur del río Gallegos, sobre este largo trayecto, se conservan las huellas de diferentes ciclos glaciales a que ha hecho referencia CALDENIUS en su importante obra acerca de glaciario cuaternario en la Patagonia ⁽¹⁾. Acorde con este investigador la máxima expansión de los hielos en la fase *inicioglacial* alcanzó el actual litoral atlántico al Sur del Puerto Gallegos. La glaciación *daniglacial* extendió en cambio sus frentes

⁽¹⁾ CALDENIUS, CIZON, CARL. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Publicación No 95. Ministerio de Agricultura de la Nación, Rep. Argentina, Buenos Aires, 1932.

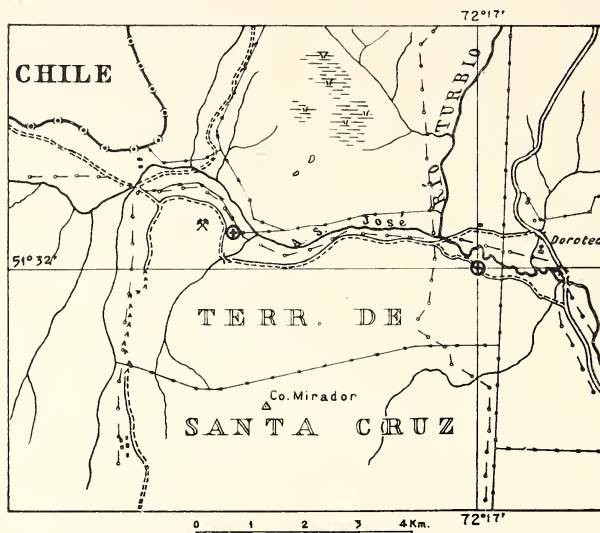


Fig. 1. — Croquis de orientación representando el área de la junta del arroyo San José con el valle del río Turbio. En círculo con cruz se destacan los lugares donde se conservan a la fecha remanentes de depósitos limnoglaciales. El símbolo del doble martillo señala con alguna aproximación la situación del campamento central de la explotación carbonífera local de Río Turbio, Yacimiento Presidente Perón. En el cruce de las coordenadas del gráfico queda ubicada la principal sucesión de varves que se describe en el presente trabajo.

morénicos mucho más hacia el Oeste y el Sur; en esta última dirección escasamente excedió el borde septentrional del actual estrecho de Magallanes. La morena de la época *gotiglacial*, circunscripta en estas latitudes a la región de Río Turbio, se desarrolló sobre el ambiente preandino casi exclusivamente, excediendo, al Sur de la meseta Latorre, un tanto la línea del meridiano 72° Long. Oeste (Greenw.) No obstante el hecho de que al Norte del sector de Río Turbio los hielos de esta fase han ejercido marcada acción en la naciente del río Coyle y a pesar también que al Sur del paralelo 52° , ya en territorio de Chile, en torno a Laguna Blanca y áreas próximas al borde septentrional del estrecho de Magallanes, simultáneamente cubrieron una importante extensión, en el valle del río Turbio y en el de su tributario, el arroyo San José, la acción glaciaria de los tiempos gotiglaciales puede ser examinada con algunos pormenores que permiten conocer sus características y desarrollo local.

El frente de la morena *finiglacial*, tal como lo ha representado CALDENIUS en su obra mencionada no alcanzó a penetrar en la extensión del territorio argentino en el área de Río Turbio y sus alrededores. Este fenó-

meno, debido a meras razones de división geográfica política, se advierte exclusivamente en suelo chileno desde la región del Lago Argentino (Lat. 50° 30') hacia el Sur.

Una quinta glaciación queda comprendida en el ámbito del hielo continental patagónico que, a la fecha tiene su desarrollo circunscripto al tramo de los Andes australes entre los paralelos 44° y 52° Lat. Sur.

Previo una somera reseña geológica de la región de Río Turbio, en este trabajo habrá de describirse, los depósitos limnoglaciales descubiertos recientemente en dicha zona. Las respectivas observaciones que serán expuestas de seguido en el presente escrito, sólo tienen, por objeto ampliar con esta información local los datos existentes sobre el glaciario cuaternario de la Patagonia, cuya importancia aumentará a medida que nuestros geólogos penetren en el estudio de los problemas del Neozoico argentino, en sus diversos ambientes y ciclos de sedimentación.

En el área desaguada por el río Turbio, afloran series espesas de capas terciarias. Son sedimentos que abarcan parte considerable del Eógeno, en facies marino — continentales, en cuyo desarrollo cíclico importa señalar la ocurrencia de mantos carboníferos explotables que han dado renombre a esta región en los últimos años. El Neógeno está formado, en cambio, de potentes grupos de capas de facies exclusivamente continental. El espesor de las series cenozoicas es de unos 1.500 m. Elementos faunísticos y florísticos de distinta fecha terciaria han permitido la división estratigráfica minuciosa de esta sucesión estratigráfica. Estructuralmente el relieve preandino de la región de Río Turbio está condicionado por la disposición tectónica en gran monoclinial, hundido hacia el Este. La estructura, denota a trechos pliegues cortos y flexionamientos locales; de Oeste a Este el valor del buzamiento de las capas va de los 25 a los 5° y llega hasta la horizontal en el ámbito extraandino de la meseta Latorre (1).

Las condiciones geológicas y particularmente el tipo de estructura tectónica han determinado un definido desarrollo de la red de desagüe abierta desde la zona limítrofe con Chile hacia el naciente, en profundos valles longitudinales y transversales. El valle del río Turbio recibe desde el poniente las aguas del arroyo San José, el tributario más caudaloso, en relación, que

(1) Datos diversos sobre la geología de Río Turbio figuran entre otros en el siguiente trabajo: BRANDMAYR, J. *Contribución al conocimiento geológico del extremo sud-sudoeste del To. de Santa Cruz*. Bolet. Inform. Petroleras. No 256. Bs. Aires, 1946. Existen al respecto otros trabajos más modernos y actualizados que permanecen inéditos: entre ellos se cuenta con trabajos sobre la geología de carbón de esta zona, una de las más estudiadas del país por ese objeto.

participa de su sistema hidrográfico. El arroyo San José, formado de pequeños afluentes lleva la mayor parte de su curso encajado en medio de un valle ancho, de tipo transversal, de rumbo casi rectilíneo dirigido al naciente. La particularidad de su definido trazado es debida a la coincidencia que este valle tiene con una fractura que ha facilitado la profunda elaboración de la cuenca glaciaria. En esta región los valles glaciares de tipo transversal se han desarrollado a lo largo de determinadas líneas tectónicas. Al Sur de la comarca de Río Turbio los hielos de la fase gotiglacial se encauzaron desde el territorio chileno a la zona argentina llamada Laurita, hasta alcanzar las lomadas de la estribación meridional de la meseta Latorre, en medio de una depresión oblicua hasta transversal provocada por un ancho y complejo campo de fallas. Los ejemplos apuntados contrastan con los valles longitudinales de la aludida región canalizados en el rumbo de los estratos de edad terciaria; son éstos verdaderos valles isoclinales en los cuales la actividad glaciaria erosiva fué manifiestamente incisiva en todos los tramos del río Turbio en la longitud de 25 km que este curso tiene entre los parajes denominados Primavera y Lomas Rospentek.

En el valle del río Turbio que llega al paraje Dorotea, un corto tramo transversal de su lecho respectivo coincide en ese sector con la prolongación oriental del cauce del arroyo San José (fig. 1). En este trecho están conservados los remanentes de depósitos limnoglaciales, cuya descripción constituye el objeto del presente escrito. Aparte de ello, otros depósitos semejantes se han hallado incidentalmente aguas arriba sobre el arroyo San José, en el área donde a la fecha se extienden las amplias instalaciones del campamento principal de las explotaciones carboníferas locales, esto es el Yacimiento Presidente Perón.

Las acumulaciones glacialacustres del valle del río Turbio coinciden aproximadamente con el curce de las siguientes coordenadas geográficas: 72° 17' Long. Oeste de Greenw.; 51° 32' Lat. Sur. Una región glaciada en relación cercana a la de Río Turbio -distante de ésta unos 70 km al Sudoeste- es la de Laguna Blanca, estudiada en sus pormenores por el geólogo CALDENIUS casi tres decenios atrás (1). Esta circunstancia puede facilitar una comparación aproximada del carácter que adquirió la glaciación gotiglacial en una y otra comarca.

Además la zona de Laguna Blanca es la que habiendo sido objeto de estudios glaciológicos está situada a menor distancia de Río Turbio, con respecto a otras áreas conocidas por investigaciones semejantes.

(1) CALDENIUS, C:ZON, CARL, op. cit. pag. 33—47.



Fig. 2. — Vista del valle del arroyo San José en dirección hacia el Este. En ese rumbo desagua en el río Turbio, el principal eje hidrográfico regional. Al fondo se alza la meseta Latorre. Todo el paisaje geomorfológico denota la intensa elaboración de origen glacial. Las suaves laderas del arroyo San José están constituidas por espesas series de capas de edad terciaria. Las acumulaciones glacialacustres que se describen en este escrito se conservan en la parte media del faldeo de la derecha, o sea ladera austral del arroyo mencionado.

Los sedimentos limnoglaciales del valle del río Turbio escasamente se evidencian en el faldeo local cubierto por el suelo moderno y en parte por la vegetación de gramíneas. Son remanentes colgados de la ladera poco empinada que cae al lecho del río Turbio, mostrando una superficie de suaves desniveles, hendida a trechos por los breves valles que descienden al mismo en algunos lugares. En estas laderas es dable observar en no pocos lugares la presencia de bloques erráticos de regular volumen, los cuales en parte tienen su base sepultada en la capa del suelo actual que recubre la superficie del faldeo. La vista de la fig. 3, que corresponde a un sector del mismo faldeo aguas arriba del valle, sobre el arroyo San José, ha de permitir formarse idea acerca de las características del relieve de modelación glacial que se extiende en las vecindades del lugar donde fueron puestos en evidencia los depósitos limnoglaciales que se describen.

En el desmonte del lado interior del camino que de Río Turbio va a Gallegos, a 1,5 km de la localidad Dorotea (fig. 1), los referidos sedimentos glacialacustres ocupan una corta extensión en la ladera, aproximadamente sobre la cota de 275 m.s.n.m. El corte efectuado durante las operaciones de apertura de la aludida obra vial dejó por varios metros al descubierto una acumu-



Fig. 3. — Parte de la ladera austral del valle del arroyo San José, a escasa distancia del lugar en el que dicho arroyo vuelca sus aguas en el río Turbio. Exceptuando el borde superior, que como faja abrupta resalta en el ambiente por los conglomerados terciarios que lo constituyen, todo el faldeo descende suavemente cubierto por un suelo vegetal de desarrollo discontinuo. Obsérvense los bloques erráticos colgados del faldeo. Son los vestigios de la expansión gotiglacial de los hielos patagónicos. De esa fecha son los varves que se describen, expuestos en un lugar muy próximo hacia el Este (izquierda) del espacio abarcado en esta fotografía.

lación de capas limnoglaciales cuyas características de conjunto pueden apreciarse en la reproducción fotográfica de la fig. 4 de este trabajo.

En el lugar mencionado, estos depósitos glacialacustres no tienen su base expuesta a la observación. Por las características glaciológicas regionales es de inferir que estos sedimentos plistocénicos han de reposar sobre las masas de la morena de fondo que, un poco al Oeste, sobre la ladera sur del arroyo San José y sobre el mismo valle transversal, tienen apreciable desarrollo en extensión y potencia. En la parte superior tales depósitos limnoglaciales están recubiertos por el manto del suelo actual, localmente discontinuo en espesor, mostrando en parte una variable condición genética en lo que atañe a composición.

Los depósitos que se describen son verdaderos *varves* ⁽¹⁾ en cuanto se refiere a su origen, deposición, carácter cronológico de sucesión y relaciones glaciológicas y morfológicas locales y regionales. Tal como puede verse en la fig. 4 anexa a esta publicación presentan estos sedimentos una manifiesta alternancia; los estratos, decididamente bandeados, se reconocen

(1) CALDENIUS, C:ZON, CARL, op. cit. p. 7.

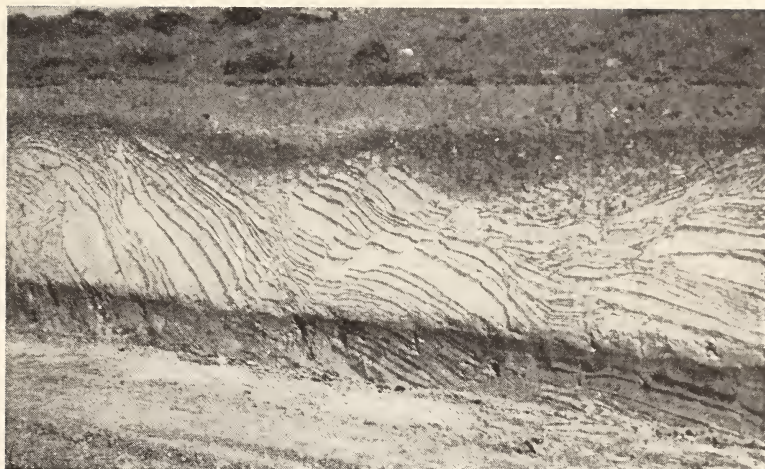


Fig. 4. — Varves anuales sobre el camino de río Turbio a Gallegos, 1,5 km al Sudoeste de la localidad Dorotea. El lugar se halla situado casi a la entrada de las minas fiscales de carbón (Yac. Pte. Perón). El desmonte del camino puso de manifiesto estos depósitos limnoglaciales, parcialmente deformados. En la parte superior la capa irregular del suelo moderno cubre la superficie discontinua elaborada sobre el afloramiento de varves. Estos denotan una secuencia variada en su espesor debida sin duda al desarrollo cíclico de los respectivos períodos estivales. Estos sedimentos asoman en el medio faldeo del valle del río Turbio, aguas abajo del sitio en que al mismo confluyen las aguas del arroyo San José.

como fajas alternantes de color claro unas y de marcado tono oscuro las otras. Las primeras contrastan con las capas oscuras por su mayor espesor en cualquier nivel de la sucesión. Es obvio recordar que las bandas claras es el producto de la deposición sedimentaria por los ríos de deshielo durante la época estival en tanto que la angosta capa parda, sobrepuesta, procede del débil aporte de material pelítico hacinado por el torrente de receso de la estación invernal. La distinción de estas dos clases de capas anuales no presenta problema en la observación y examen en cualquier afloramiento de varves. En este sentido es igualmente muy fácil de reconocer los varves del valle del río Turbio: la exposición de estas capas glaciales es tan evidente que resulta harto difícil para el geólogo que las mismas se le sustraigan de la observación en este ambiente. Remito para ello al lector a fijar brevemente su atención en la fotografía de la fig. 5 de este escrito, al doble objeto de confirmar el aserto expresado y de limitar una más extensa descripción al respecto. Empero, sea permitido exponer ciertas observaciones sobre pormenores importantes de estos varves a efectos de que quienes estudien tales problemas con carácter de correlación interregional dispongan de algunos



Fig. 5. — Vista del depósito limnoglacial de Río Turbio con aproximación suficiente para mostrar algunos pormenores de su constitución. Esta fotografía abarca un sector de la reproducción anterior (fig. 4). Al fondo los conglomerados terciarios que sobresalen en el faldeo austral del valle del río Turbio. En primer plano podrá verse una parte de la sucesión de capas anuales acumuladas en la cuenca lacustre gotiglacial de la zona aludida. Las bandas delgadas, del período. invernal, contrastan con las anchas de verano en lo que atañe a su constitución. El aparente plegamiento del conjunto y los indicios de su pequeña fracturación ha de deberse al deslizamiento del mismo por la ladera («landslide»). En la parte superior puede notarse la alteración en contacto con la capa del suelo en cuya superficie crece a trechos una rala vegetación esteparia de gramíneas.

elementos analíticos que permitan orientar en lo posible semejante investigación.

En el depósito de varves que se menciona es llamativo en todo el conjunto la variación de espesor que ostenta la banda de verano. Por lo común estas capas en el corte vertical del desmonte se presentan como fajas de estratificación paralela de un ancho o altura de 6 a 12 cm. No obstante en ciertos niveles se ha medido un espesor de hasta 19 cm para las capas más anchas limitadas a 7 u 8 niveles de la serie expuesta sobre el valle del río Turbio. Estos niveles son muy visibles en el conjunto de los varves locales (fig. 4).

El examen detenido de los mismos revela que están constituídos por una homogénea *silt* areno-arcillosa, moderadamente compacta, sin indicios de consolidación. El color de estas bandas es blanco amarillento; un tono crema hasta ligeramente siena se logra identificar a trechos, pero en ningún caso he advertido pigmentaciones o efectos de la meteorización, a punto que puede decirse que dado el carácter de origen y textura de estos sedimentos, la pila de los varves locales se ha conservado intacta desde su formación hasta el presente.

Discrepan con las capas anteriores las bandas delgadas y oscuras de los varves aludidos, por su composición sedimentaria, espesor, condiciones físicas y mayor resistencia, comparativamente, a la deformación mecánica de conjunto. Tales bandas están formadas de un finísimo sedimento arcilloso, ligeramente plástico, de color castaño o negro opaco. Su espesor va de 1 a 3 cm; por excepción se observan niveles muy delgados acompañando a las capas más finas de verano. En tales casos, la banda de origen invernal tiene 0,4 a 0,8 cm. Es carácter saliente en estas láminas sedimentarias la brusca pérdida en superficie de la humedad que participa de su composición física. En el corte expuesto es dable observar las grietas de deshidratación («cracks») que presentan en casi todos los niveles. A consecuencia de esta particularidad las bandas de invierno se separan de las anchas y claras bajo la forma de pequeñas tabletas, fáciles de extraer con la mano en los afloramientos. En el interior, o sea en el corte fresco, tales sedimentos son normales y en los caracteres físicos de todas las capas que forman los varves, no se manifiesta alteración alguna en el aspecto de las bandas delgadas mencionadas. Por su naturaleza y textura, con tendencia a una cierta plasticidad, que hemos apuntado en párrafo anterior, las capas invernales han soportado la deformación del conjunto bajo la fuerza de tracción o compresión, con menos resistencia que las bandas opuestas. Por ello en las zonas locales de corte o «fracturación» hay señales de replegamiento y repetición, notándose que en ciertos puntos sobre capas tales, están corridas hiladas de varves, desplazados en el ajuste del bloque durante el proceso tan particular de la deformación estructural.

Es de significar que en esta acumulación limnoglacial de Río Turbio se ha contado una sucesión de unos noventa varves, lo que indicaría que el proceso de sedimentación se ha prolongado en el lugar por otros tantos años, durante la época de la glaciación gotiglacial. En todos los casos los descriptos son *varves distales* con arreglo a la clasificación propuesta por CALDENIUS en 1924 ⁽¹⁾, ya que se admite que el *sedimento distal* corres-

(1) CALDENIUS, C:ZON, CARL. *Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi*. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, No 12. Stockholm. 1924.

ponde al área extradeltaica de deposición glacialacustre, con marcada diferenciación de las capas que forman el par anual, en estrecha relación con el régimen de creciente y de aporte sedimentario en las respectivas bandas estratificadas.

En los varves de Río Turbio, según lo mencionado en este trabajo precedentemente, en determinados horizontes se comprueba un dilatado ensanche de la capa de verano. En algunos niveles sobre estas capas, la de invierno que le sigue inmediatamente también denota en comparación más espesor en el conjunto de todas las bandas invernales que intervienen en la sucesión. Los varves ensanchados evidencian períodos de veranos más intensos o más prolongados y una atenuación del clima invernal en lo que se refiere a la persistencia de las bajas temperaturas extremas promediales. En suma, varves tales en el área de la región estudiada indican un discontinuo ritmo cíclico en la pulsación de las paleotemperaturas ordinarias de ese lapso plitocénico, en este caso limitado a la subépoca gotiglacial patagónica.

El depósito de varves a que alude este trabajo, según podrá observarse en las vistas de las figuras 4 y 5 anexas, mencionadas, acusan como fuera advertido más atrás en estas páginas, una clara dislocación. La perturbación del conjunto ha de deberse a fenómenos locales de deslizamiento de los mismos varves sobre el talud de su base, proceso semejante a los movimientos en caída de los bloques de faldeo conocidos comúnmente con el nombre de «landslides». Estas capas anuales presentan planos de fracturación en pequeña escala. Los ejes de las fallas provocados por esta minúcula tectónica guardan en general cierto paralelismo con el rumbo de la superficie del faldeo inmediato en que están apoyados los aludidos depósitos glacialacustres. Al observar la fig. 4 se nota una mayor dislocación, en comparación, del paquete de varves del lado izquierdo de la vista con respecto a los de la parte opuesta de la misma. Hállanse los primeros más próximos al faldeo vecino. Por lo demás no existen en esta exposición de capas mayores indicios de la que pudiera resultar una tectónica de compresión. El tipo de fracturación parece concordar con el ajuste propio del bloque al descender escasamente en la ladera, sin que pueda admitirse plegamiento en el caso por el arrastre de una morena posterior. Los pormenores de las breves fallas están patentes en las dos últimas fotografías de este trabajo. En la fig. 5 es llamativo el carácter de «bajo corrimiento» que presentan los varves afectados en dislocación por el descenso diferencial del conjunto en posición cercana al faldeo contiguo. Dado que los sedimentos glacialacustres mencionados se presentan en gran parte cubiertos, no es posible observar hasta qué punto situado más abajo del lugar en que se observan al presente, están afectados por los aludidos fenómenos

tectónicos que podemos definir como de carácter singularmente sub-estructural.

El otro depósito de varves de la región de Río Turbio está ubicado unos 5 km al Oeste del precedentemente descripto (fig. 1). Precisamente el lugar donde estas capas se encuentran corresponde a las excavaciones que se ejecutaron (1953) en el campamento de las mencionadas minas de carbón para instalaciones de la usina eléctrica. En este remanente se comprueba también la presencia de varves distales, de nítida sedimentación bandeada. El número de varves, hasta donde llegaron en su momento los trabajos respectivos no excedió de cincuenta capas anuales no habiéndose llegado a la base de los mismos que, como en el caso anterior ha de estar constituida por la morena de fondo. El espesor de los varves no difiere en este sector de aquellos que fueron considerados sobre la margen izquierda del río Turbio. Es de significar que en este depósito glacial, que presenta escasa extensión local, son mínimos los indicios de la deformación. Dato importante de consignar es el que corresponde a la cota en que yacen los varves mencionados en esta área occidental de Río Turbio: su altitud alcanza a los 275 m.s.n.m. Ello indica que corresponden al mismo plano de deposición en que se acumularon los varves de la ladera meridional del río Turbio, cerca de Dorotea, y, muy probablemente, si no coinciden exacta y totalmente con el mismo ciclo de formación, puede que sean ambos simultáneos o guarden de alguna manera conexión en su sucesión vertical en vista de la posición planialtimétrica que guardan estos depósitos entre sí.

No puede precisarse si los varves de los dos remanentes a que alude esta nota, en base a las relaciones geomorfológicas regionales expuestas, forman parte de un solo ambiente lacustre de deposición. Por la naturaleza del valle (fig. 2), condiciones del relieve y alturas relativas podría inferirse la presencia de una cuenca única receptora de los materiales de la desglaciación hacia los tiempos finales de la época gotiglacial. Más, como no se conocen las condiciones en que yace la morena de fondo en el valle del arroyo San José y en el valle del río Turbio, por hallarse cubierta, este aserto no es del todo viable frente a la posibilidad de que sobre una base irregular, pudieron haberse formado en su oportunidad lagos distintos hasta inconexos entre sí, donde los varves aludidos se habrían depositado. Mayores datos geológicos podrán recogerse a través de estudios más detenidos sobre este problema, en cuyo decurso es muy probable descubrir otros depósitos de varves que permitan comparar y extender sus respectivas relaciones de origen y yacencia dentro del área abarcada por las presentes consideraciones. Podríase entonces ahondar en el examen respectivo para intentar la medición de series completas, si las

hubiere, con vistas a la preparación de diagramas que permitan establecer correlaciones y conexiones interregionales seguras sobre la base del clásico método introducido por G. DE GEER.

En la región de Laguna Blanca realizó CALDENIUS un prolijo estudio sobre las formaciones glacialacustres locales, alcanzando a medir cinco perfiles con varves ⁽¹⁾. En uno de tales perfiles contó hasta 213 capas anuales, pese a que, como advierte expresamente, todos estos bancos de arcilla están cortados por fallas y hasta afectados por remociones del terreno. A despecho de tales circunstancias, el aludido investigador logró datar geocronológicamente a dichos varves, señalando en el caso una conexión entre los diagramas de la sección glacialacustre de Laguna Blanca con la Epuyén, región situada en el Noroeste del territorio de Chubut en la zona preandina, por debajo del paralelo 42° Lat. Sur. Si bien que los varves de Laguna Blanca se conservan a una altura menor que los observados en Río Turbio, es dable comprobar que ambos casos los depósitos glacialacustres están comparativamente situados a escasa altura con respecto al actual nivel del mar. En una y otra región los varves son del tipo distal; ello indica la acumulación de estas capas de arcillas anuales a cierta distancia del cuerpo de hielo de donde procediera el curso o caudal de agua que los formara. Sólo por excepción CALDENIUS ha observado varves proximales en la base en uno de los perfiles estudiados en torno a la cuenca de la Laguna Blanca. No cabe duda que los sedimentos limnoglaciales que hemos mencionado de uno y otro paraje de la Patagonia Austral fueron originados por cursos de agua pertenecientes al desagüe atlántico o por lo menos oriental, ya que no es del todo fácil reconstruir entre ambos lugares el antiguo tendido del sistema de desagüe en las etapas de desglaciación plistocénica.

Los depósitos de varves de Laguna Blanca, en parte derrocados por la erosión, aún se conservan sin la modificación profunda del ambiente local: la laguna, de poco fondo llena una depresión de drenaje esencialmente centrípeta. En cambio los sedimentos glacialacustres de la región de Río Turbio sólo se mantienen como relictos pequeños de antiguos lagos glaciales, destruidos por el desagüe fluvial de los cursos modernos de régimen permanente, que fluyen al Atlántico.

De acuerdo al mapa de CALDENIUS agregado al final de su mencionado trabajo sobre las glaciaciones de la Patagonia, la distancia que media entre el borde morénico gotiglacial y finiglacial en el sector de Río Turbio, es más corta que en la zona de Laguna Blanca. En general puede aceptarse que la ex-

(1) CALDENIUS, C:ZON, CARL. Op. cit. p. 237.

pansión gotiglacial fué mucho más amplia en el sentido de la latitud al Sur de Río Turbio, por debajo del paralelo 52° Lat. Sur, sobre todo en torno al estrecho de Magallanes y áreas vecinas. Con todo los fenómenos glaciológicos de fecha gotiglacial en el sector del Río Turbio, se han sucedido con las características de otras regiones patagónicas de la parte andina y preandina. De sus principales manifestaciones hemos descripto en esta oportunidad los depósitos limnoglaciales. En algunos sectores situados al Norte de esta comarca incluso al Sur de la misma, en parte, quedan por realizar observaciones más completas sobre la sucesión de los avances de los hielos plistocénicos en relación con los sistemas de morenas terminales definidos al presente para esta región del Sudoeste de Santa Cruz, hasta Chile.

En este sentido al referirse al número de glaciaciones cuaternarias, FERUGLIO ha expresado que sólo ha reconocido los vestigios de dos de ellas en la Patagonia aunque advierte que la de expansión más grande y de posición exterior al ambiente andino debe incluir más de una oscilación del hielo neozoico (1). Es este un problema sobre el que discrepan los investigadores por lo común.

HAUTHAL, en contraste con lo expuesto por este investigador y por CALDENIUS, ya muchos años atrás manifestó que dentro del área que se extiende de la Argentina a Chile desde el Lago Argentino hasta el Seno de la Última Esperanza, latitudes entre las que queda comprendida la región de Río Turbio, pueden ser reconocidas tres glaciaciones de diferente extensión (2). Precedentemente, MORENO (3) y NORDENSKJÖLD (4) se resolvieron por dos ciclos glaciales, pero ha de comprenderse en rigor que, una definición en tal sentido mucho depende de los estudios detenidos, comparativos, a lo largo de extensas regiones afectadas por la acción del glaciario cuaternario, sobre las cuales tal vez CALDENIUS fué el autor — entre los especialistas del problema — que mejor oportunidad tuvo para ofrecer resultados más completos.

(1) FERUGLIO, E. — *Descripción geológica de la Patagonia*. T. III, p. 15. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 1950.

(2) HAUTHAL, R. — *Gletscherbilder aus der argentinischen Kordillere*. Zeitschrift d. Deutsch. u. Öster. Alpenvereins. Bd. XXXV, p. 50—56. Innsbruck. 1904.

(3) MORENO, F. P. — *Notes préliminaires sur une excursion aux territoires du Neuquén, Rio Negro, Chubut et Santa Cruz, etc.* Rev. Museo La Plata. T. VIII, p. 201—371. La Plata. 1897.

(4) NORDENSKJÖLD, O. — *Über die posttertiären Ablagerungen der Magellansländer nebst einer kurzen Übersicht ihrer tertiären Gebilde*. Wissenschaftl. Ergebnisse Schwed. Exp. nach den Magellansländern 1895—97. I, p. 13—80. Stockholm. 1899. *et Geological map of the Magellan Territories with explanatory notes*. I, p. 81—85. Stockholm. 1899.

Adesmia Aueri, nova species, nebst Bemerkungen über den Pollen der Gattung Adesmia (Leguminosae)

Prof. Ing.-Agr. ARTURO BURKART

Buenos Aires

Adesmia Aueri, nov.spec. *Suffruticosa*, *inermis*, *ramosissima*, *caespitoso-pulvinata*, ca. 30 cm vel ultra diamet., 3—5 cm alta, *sericeo-pubescentis*; *ramulis congestis*, *brevibus*, *stipulis vetustis fuscis omnino tectis*; *foliis approximatis*, *paripinnatis vel subdigitatis*, 1 $\frac{1}{2}$ —3-jugis, *parvis*; *stipulis amplis*, *subrigidis striatis*, *vaginantibus*, *inter se et cum petiolo concretis*, 2,5—5 mm long. x 3,5—5 mm latis, *persistentibus*, *apice libero subulato-aristulato*, *aristulis rigidulis erectis* 2—9 mm longis; *petioli pars libera inter aristulas stipularum sita et quam eis breviori*, 0,5—3 mm longa; *foliolis* 3—6 in *rhachide brevi approximatis*, *saepe erectis*, *subrigidis*, *lineari-subromboideis*, 2—7 mm long. x 0,7—1,5 mm lat., *semiplicatis*, *integris*, *infra cuneatis*, *ad apicem breviter aristulato-mucronatis*, *utrinque sericeo-strigosis*, *subnerviis*; *floribus pro genere magnis*, 14—18 mm longis, *pedicellatis*, *supra folia ad apices ramulorum* 1—3; *pedicellis puberulis setulosisque* ca. 6—12 mm long., *bracteis parvis sessilibus*, *lanceolato-subulatis bi- vel tri-fidisque*, *pilosis*; *calyce (dentibus inclusis)* 14—17 mm longo, *tubuloso-campanulato*, *ad basin subgibboso*, *longi laxaeque sericeo-pubescenti*, 15—16-nervoso, *dentibus* 5, *subaequalibus*, 6—9 mm long. *subulatis acutissimis*; *corolla aurantiaca rubro-striata*, *petalis longiuscule unguiculatis*; *vexillo* 20-striato obovato, *extus sericeo-pubescenti*, *intus glabro*, *ungue lineari*, *canaliculata*, *glabra*, *alis et carina glaberrimis*; *staminibus* 10, *elongatis*, *liberis sed duobus lateralibus alte cum ungue vexilli connatis*; *ovario pubescenti lineari* 5—6-ovulato, *stylo incurvo*, *recto*, *glabro*; *fructus deest*.

Argentinien: Patagonien, Gob. Santa Cruz, Tehuelches, auf 250 m Meereshöhe, leg. ARTURO DONAT no. 158, 28-XI-1929 (SI: *typus*; S). — Patagonia, sine loc., leg.?, in herb. SPEGAZZINI sub »*Patagonium subterraneum*» (LPS. 13.530).

Obs. Die neue Art ist ein flacher, unbewehrter, niedriger Polsterstrauch, der sich nur wenige Zentimeter über den steinigen Boden der patagonischen Steppe erhebt. Kennzeichnend sind: die gestauchten Zweige, die von den persistierenden, braunen Nebenblättern bedeckt bleiben; die einzelnen oder zu 2—3 zusammen an den Zweigenden stehenden, gestielten, relativ grossen Blüten, die keine Trauben bilden; besonders aber die drei-jochigen, kleinen Blätter, mit den spitzen, schmalen Blättchen und die scheidenartigen, in zwei lange Grannen ausgehenden, hochzusammengewachsenen Nebenblätter.

Adesmia Aueri ist eng verwandt mit *A. Ameghinoi* Speg., einer sonst sehr alleinstehenden Art. Letztere hat jedoch weder die grannenartigen Zipfel an den Nebenblättern, noch sind ihre Blättchen spitz; ausserdem sind die Blüten kleiner und die Kelchzähne stumpf. Obgleich die Frucht der neuen Art nicht vorliegt, möchte ich auf Grund der Verwandtschaft mit *A. Ameghinoi* annehmen, dass es sich um eine Gliederhülse ohne Federborsten handeln muss.

Eine spanische Beschreibung mit Abbildung der neuen Art, erscheint demnächst in der Zeitschrift *Darwiniana* (BURKART, 1954).

Ich widme die Art dem verehrten Jubilar, Herrn Prof. Dr. VÄINÖ AUER, dessen geologische Arbeiten über Patagonien und dem Feuerlande, einen nachhaltigen Einfluss auf die Forschung im Süden Argentinien und Chiles ausüben.

Der Pollen von *Adesmia* und verwandten Gattungen. Da, soweit ich das Schrifttum übersehen kann, der Pollen unserer Gattung kaum beschrieben und abgebildet worden ist, füge ich hier einige diesbezügliche Bemerkungen und eine Figur ein. Wie bekannt, ist *Adesmia* DC. die grösste und artenreichste Gattung der Schmetterlingsblütler im aussertropischen Südamerika. Ihr Areal erstreckt sich von Perú bis Feuerland und von Chile bis Uruguay und Südbrasilien (bis in den Staat Paraná). Die Kenntnis des Pollens könnte für Moorforscher von Interesse sein, in Gebieten, wie solche Prof. AUER in Patagonien erforscht hat, wo Steppe und Wald in wechselndem Maasse vorherrschen. Allerdings ist *Adesmia* entomophil und hat deshalb relativ wenig Pollen. Die wenigen von meiner Mitarbeiterin Frl. N. M. BACIGALUPO und mir untersuchten Arten sind folgende: *Adesmia muricata* (Jacq.) DC., ein einjähriges nordpatagonisches Kraut; *A. bicolor* (Poir.) DC., ein perennierendes, ausläufertreibendes Kraut in der Provinz Buenos Aires; *A. riojana* n.sp., eine holzige, dornige Polsterpflanze aus La Rioja in Nordwest-Argentinien und *A. cervicornis* n.sp., ein Dornstrauch aus derselben Provinz. Trotzdem diese Arten aus ganz verschiedenen Verwandtschaftsgruppen innerhalb der Gattung stammen, war der Pollen einförmig (Fig. 1). Die Körner sind

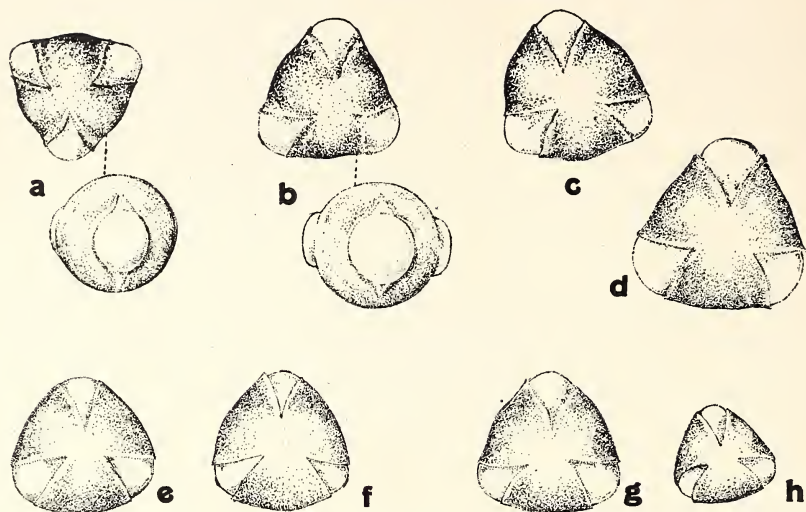


Fig. 1. Pollenbilder von *Adesmia*, *Sophora* und *Aeschynomene* -Arten Südamerika's: a) *Adesmia muricata* (Jacq.) DC. (Herbar. Burkart 5424), oben polare, unten äquatoriale Ansicht. b) *Adesmia bicolor* (Poir.) DC. (Herbar. Burkart 19010), oben polare, unten äquatoriale Ansicht. c) *Adesmia riojana* Burk. n.sp. (Herbar. Hunziker und Krapovickas 5409). d) *Adesmia cervicornis* Burk., n.sp. (Herbar. Hunziker und Caso 4196). e) *Sophora tetraptera* Ait. (Herb. Wolfhügel 1). f) *Sophora tomentosa* L. (Herb. Darwinion 15878). g) *Aeschynomene montevidensis* Vog. (Herb. Hunziker 3715). h) *Aeschynomene falcata* (Poir.) DC. (Herb. Ibarrola 1303). (c bis h, polare Ansichten). — Vergrößerung: x 870. — Zeichnungen von Frl. NÉLIDA MA. BACIGALUPO. (Original).

einzelnen, fast glatt, tetraedrisch-kugelig, und mit drei deutlichen Furchen oder Kolpen versehen, in denen die runde Keimpore liegt. Trotz kleiner Grössenunterschiede, ist es kaum möglich die Arten nach dem Pollen zu unterscheiden.

Diese Einförmigkeit der Pollenkörner bei *Adesmia* ist nicht verwunderlich, wenn man berücksichtigt, dass auch andere Papilionoideen-Gattungen ganz gleichen Pollen besitzen, z.B. *Aeschynomene* und *Sophora* (s. Abb.). Die Wahl letzterer Gattungen als Vergleichsmaterial wurde aus systematischen Gründen getroffen, nämlich um zu erfahren, ob der Pollen etwa nähere Verwandtschaft zu einer oder der anderen anzeigen werde. Bisher wurde *Adesmia* zu den *Hedysareae* gestellt, einer Tribus der *Aeschynomene* angehört. Der freien Stamina wegen habe ich aber *Adesmia* letzthin bei den *Sophoreae* untergebracht (Burkart, 1952, S. 199). Nun ist aber, wenigstens bei den untersuchten Arten: *Aeschynomene montevidensis* Vog., *Ae. falcata* (Poir.) DC., *Sophora tetraptera* Ait. und *S. tomentosa* L. (Fig. 1, e—h), die Pollenform genau die gleiche wie bei den beobachteten *Adesmia*-Arten, wenn man von Grössenunterschieden absieht. Die Pollenform scheint also in diesem Falle für die höhere Systematik der Gruppen, kein Hilfsmittel von Wert zu sein.

Resumen

Se da la diagnosis latina de una nueva especie de *Adesmia*, *A. Aueri* n.sp., de Santa Cruz, Patagonia, Argentina, cuya descripción castellana y figura aparecerá en breve en *Darwiniana* t. 10, no. 4. Es una especie inerte, en cojin, vecina de *A. Ameghinoi* Speg. El nombre es en homenaje al Prof. VÄINÖ AUER, explorador geólogo de la Patagonia.

A continuación se estudia el polen de *Adesmia muricata*, *A. bicolor*, *A. riojana* y *A. cervicornis*, y se lo compara con el polen de dos especies de *Aeschynomene* y *Sophora* (véase la fig.). La similitud en la morfología es tan grande, que la estructura del polen no brinda ningún asidero para decidir si el género *Adesmia* pertenece a la tribu *Hedisareae* o a la *Sophoreae*. Tampoco hay diferencias de polen entre las especies estudiadas de *Adesmia*. — Se agrega una lista bibliográfica de trabajos recientes sobre el género *Adesmia* y de obras de conjunto consultadas sobre morfología del polen.

Neuere Literatur

- BURKART, A. Catálogo de las especies de «*Adesmia*» conocidas de la Flora Argentina. *Darwiniana* 3:303—346. Buenos Aires. 1939.
- Contribución al estudio del género «*Adesmia*» (Leguminosae). *Lilloa* 15:1—17. Tucumán. 1949.
- Segunda contribución al estudio del género «*Adesmia*». *Darwiniana* 10 (4). San Isidro. [Im Druck]. 1954.
- Las Leguminosas Argentinas silvestres y cultivadas. 570 Seiten, 130 Figuren, 23 Tafeln. Buenos Aires, Acme Agency S.R.L. [*Adesmia*: Schlüssel der 68 bis dahin für Argentinien bekannten Arten, S. 210—216]. 1952.
- ERDTMAN, G. An introduction to Pollen analysis. 239 S. illustr. Chronica Bot. Co., Waltham, Mass. U.S.A.
- MACBRIDE, J. F. Flora of Peru. Leguminosae. Bot. Series Field Mus. Nat. Hist. 13,3 (1): 1—507; Index specierum 13,3 (3). Chicago, Ill. U.S.A. [*Adesmia*, S. 403—407]. 1943.
- SKOTTSBERG, C. Observ. on some shrubby *Adesmia* of Central Chile. Journ. Arnold Arboretum 27:413—422. Jamaica Plain, Mass. U.S.A. 1946.
- Notes on some annual species of *Adesmia* DC. from Central Chile. Acta Horti Gotoburgensis (Meddeland.f. Göteborgs Bot. Trädgård) 17:165—190. Göteborg, Schweden. 1947.
- WODEHOUSE, R. P. Pollen Grains. 574 S. illustr. New York u. London, McGraw-Hill Co., Inc. 1935.

Análisis microscópico de las muestras del perfil de la gruta de Intihuasi prov. San Luis

Prof. Dr. DINO A. CAPPANNINI

Ciudad Eva Perón (La Plata)

El perfil de la gruta de Intihuasi de la Provincia de San Luis, obtenido durante una detallada exploración arqueológica efectuada, piso a piso, por el doctor ALBERTO REX GONZÁLEZ, abarca un espesor de 11 metros y se compone de una serie de capas de materiales de cuyo estudio, macro y microscópico, pueden deducirse, a grandes rasgos, las condiciones que sucesivamente han reinado en la cueva, en las distintas etapas de su rellnamiento¹.

De abajo hacia arriba, el perfil (Fig. 1) se compone de 6 capas superpuestas de diferentes espesores. La inferior (I) forma la mayor parte del perfil. Tiene un espesor de 8 metros en total y constituye un grueso depósito de un típico sedimento loésico homogéneo, de color pardo claro, fácilmente desmenuzable a la presión de los dedos y de reacción débil en presencia de ácido clorhídrico. (Muestras No 1 y 3).

Un hecho notable que se advierte en este material y que destruye, en parte, la monotonía del aspecto en todo su espesor, es la presencia de «bolsillos» incluidos en su masa a distintas profundidades, conteniendo fragmentos de una roca volcánica de color claro, al parecer una dacita, semejante a aquella en que está excavada la gruta. Por sus características, dichos bolsillos no serían otra cosa que acumulaciones de materiales derrumbados del techo de la gruta, sepultados por el loess y luego en parte cementados por carbonato de calcio llegado con las aguas de infiltración.

¹ Para la realización de este trabajo el autor efectuó el tratamiento de las muestras y sus preparaciones microscópicas en los laboratorios del Instituto de Suelos y Agrotecnia y los análisis microscópicos en el laboratorio particular del doctor JOAQUIN FRENGUELLI a quien agradece su valioso asesoramiento en la determinación de las especies y el haber puesto a su disposición el material bibliográfico correspondiente.

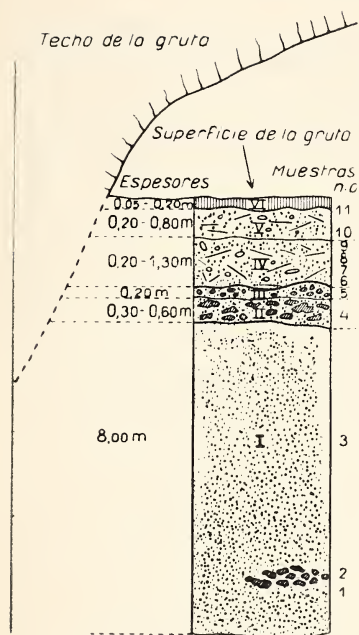


Fig. 1. Esquema del perfil de la gruta Intihuasi.

I. Típico loess pardo amarillento claro, pulverulento. — II. Capa de fragmentos angulosos de roca, en parte cementados por carbonatos. — III. Arena loésica, pardo clara, homogénea. — IV. Arena húmica, color negro, con gran cantidad de huesos, restos de industria lítica y de vegetales carbonizados. A partir de esta capa aparecen vestigios del hombre en la gruta. — V. Arena con las mismas características que la IV pero de color mas claro. — VI.

Para los fines de este trabajo fueron examinados los materiales de dos de estas acumulaciones detríticas, las indicadas en el perfil con los números 2 y 4.

Esta última es la que alcanza mayor amplitud puesto que resultó abarcando toda la superficie de la gruta; sus materiales están parcialmente cementados por carbonatos.

Por su extensión y su grosor, que en partes alcanza los 60 cm, más que un bolsillo puede considerarse como una capa (indicada con II en el perfil) que cubrió el loess I después de finalizada su sedimentación. Al estudiar los análisis micropaleontológicos más adelante veremos que esta capa II marca también un cambio fundamental en las condiciones ambientales de la gruta.

Una tercera capa, depositada sobre la anteriormente descrita, se extiende con un espesor uniforme de 20 cm también por toda la superficie de la gruta. Se trata de un depósito de arena loessica, pardo clara, homogénea que constituye el techo de la gruta con intersticios ocupados por un sedimento arenoso, muy suelto, de color gris oscuro y de reacción visible en presencia de ácido clorhídrico.

Hacia arriba, se observó una cuarta capa de espesor variable entre 0,20 a 1,30 m., constituida por un sedimento arenoso conteniendo pequeños trozos de roca del grosor de la grava y caracterizado por su extraordinaria riqueza en materia orgánica. Contiene además restos de industria lítica. La substancia orgánica, constituida por humus y por restos de vegetales y huesos, en su mayor parte carbonizados, suministra al sedimento su intenso color oscuro, casi negro.

Estos elementos, junto con la presencia de restos de industria lítica, permiten relacionar esta capa con la aparición del hombre como morador de la

gruta. De esta tan interesante capa fueron estudiadas cuatro muestras (No 6, 7, 8 y 9) correspondientes a distintos puntos de la misma y cuyas características daremos a conocer más adelante.

Sin una separación neta, y constituida por materiales iguales a los de la capa anterior; pero presentando un color más claro, sigue la capa V de la cual se estudiaron las muestras números 10 y 11.

Termina el perfil mediante la capa superior VI de 20 cm de espesor máximo, formada por guano muy reciente, de la cual no se extrajeron muestras.

Los colores de los materiales de las capas I a III están comprendidos dentro de la gama del pardo, mientras que desde la número IV hacia arriba, el color dominante es exclusivamente el negro intenso, debido principalmente a la acumulación substancia carbonosa, testigo de la actividad del hombre.

Análisis micropaleontológicos

Muestra No 1

Sedimento arenoso fino de color pardo claro, homogéneo, pulverulento y de aspecto típicamente loésico. En partes adquiere algun compacidad separándose en pequeños terrones, en los cuales, a veces se nota una estratificación en capas finísimas, probablemente psilogénicas. Sus materiales se desmenuzan fácilmente con una suave presión de los dedos. El sedimento no contiene ningún fragmento de roca dura que destruya la uniformidad de su textura. Puesto en agua se deslíe rápidamente y en presencia de ácido clorhídrico da débil efervescencia.

Observando al microscopio, este material se compone principalmente de detritos psamíticos finos entre los cuales predominan las partículas de vidrio volcánico ácido, hialino y con burbujas alargadas en sentido fluidal. Es sumamente pobre en elementos de sílice organizada. Sólomente pudo observarse un escaso número de células de Gramíneas, excepcionales caparazones de Crisotomatáceas, del género *Chrysostomum*, algunos trozos de espículas de Esponjas y fragmentos de frústulos de Diatomeas, correspondientes al género *Nitzschia*.

La escasez y la fragmentación de los elementos de sílice organizada, cuya presencia puede considerarse accidental, corresponden a un típico material loésico, transportado por el viento y depositado bajo el régimen de un ambiente climático árido.

Muestra No 2

Esta muestra, correspondiente a uno de los «bolsillos» de fragmentos rocosos incluidos dentro del loess, fué extraída de la profundidad de 6,50 m, a contar desde la superficie del depósito loésico.

Dado que en su textura intervienen diversos materiales que, por su composición y tamaño, no pueden aportar datos de índole micropaleontológica, esta

muestra fué separada en dos partes principales utilizando el tamiz con perforaciones de 2 mm de diámetro. Así, pudo obtenerse una fracción gruesa representada por la grava y la gravilla, compuesta casi exclusivamente por trozos de roca dacítica de 4 cm de diámetro como tamaño máximo y otra, más fina, compuesta por partículas sueltas del tamaño desde la arena gruesa hasta la arcilla. Los trozos de roca, que también intervienen en las fracciones finas, nunca reaccionan en presencia de ácido clorhídrico.

La parte integrada por las partículas de tamaño menor de 2 mm es de color pardo claro, de textura arenosa y suelta, reaccionando débilmente en presencia de HCl. Se compone, principalmente, del mismo material loésico arenoso dentro del cual se halla incluido el material de su procedencia y de numerosos granos blancuzcos procedentes de los fragmentos de roca volcánica triturados.

El estudio microscópico de la fracción pelítica de esta muestra revela una composición idéntica a la de la muestra anterior, lo cual nos indica una continuidad del ambiente seco bajo cuya acción se depositara la capa de loess. Está constituido principalmente por detritos minerales ricos en laminillas de mica, granos de zircón, cuarzo, turmalina, piroxenos, etc. En él se advierte la presencia de muchos vidrios volcánicos ácidos, transparentes, estriados y con burbujas alargadas en sentido fluidal. Contiene también excepcionales células de Gramíneas, caparzones de Crisostomatáceas y frústulos de Diatomeas, representados únicamente por *Denticula valida* Grun. y *Fragilaria construens* var. *venter* (Ehr.) Grun.

Muestra No 3

Se trata del mismo sedimento arenoso loésico que, con un espesor de 8 metros, constituye la parte inferior de la pila de sedimentos que rellenan la gruta. Esta muestra, obtenida a los 3,70 m de profundidad del loess, responde en todo sentido a las características de la muestra número 1.

Muestra No 4

Sedimento brechoso de color gris claro formado, casi en su totalidad, por fragmentos angulosos de la roca dacítica mencionada y con los intersticios ocupados por material arenoso suelto.

La parte retenida por el tamiz, con perforaciones de 2 mm, se compone exclusivamente de trozos de roca sólida cuyo mayor tamaño llega a los 8 centímetros de diámetro (el doctor A.R. GONZALEZ advierte que la capa contiene también fragmentos mucho mayores).

El escaso material que atravesó el tamiz es de color gris casi blanco y revela, a simple vista, una fracción más gruesa, casi exclusivamente formada por pequeños fragmentos de la roca dacítica ya mencionada y otra más fina, arenosa y suelta, que cabe dentro del tamaño del limo. En presencia de HCl el material reacciona fuertemente, desprendiendo numerosas burbujas y, en agua, se deslía rápidamente pasando en suspensión la parte pulverulenta y quedando un residuo insoluble arenoso fino abundante.

Sometida al exámen microscópico, la fracción más fina muestra numerosas partículas minerales entre las cuales se notan algunos cristales grandes de cuarzo y un predominio de vidrios volcánicos ácidos, estriados y en parte ahumados.

Pero lo más notable de este material es que, a diferencia de los anteriores, su contenido microfósilífero registra la presencia de un ambiente húmedo claramente definido. En efecto, junto a frecuentes células de Gramíneas, en parte articuladas y a igualmente frecuentes caparazones de Crisostomátáceas, especialmente representados por *Chrysostomum minutissimum*, se observan trozos accidentales de espículas de Esponjas y frústulos de Diatomeas, de las especies siguientes.

Denticula valida Grun. (rara)

Hantzschia amphioxys var. *xerophila* Grun. (predominante)

Navicula mutica var. *Cohnii* (Hilse) Grun. (frecuente)

Pinnularia borealis Ehr. (rara)

Junto con éstas aparecen también numerosos trozos de especies de *Fragilaria*, *Nitzschia* y *Pinnularia* en su mayor parte deformados por la acción de Tecamebianos que, como sabemos, son organismos que actúan en ambientes húmedos pantanosos.

Estamos, por lo tanto, en presencia de un ambiente húmedo no necesariamente representado por un pantano de gran magnitud, sino formado por agua filtrante que en el interior de la gruta, dió origen a la formación de capas de musgos y pequeños charcos donde prosperan las Crisostomátáceas y las Diatomeas.

Estas condiciones se deducen principalmente por la abundancia relativa de la *Hantzschia amphioxys* var. *xerophila* y de la *Navicula mutica* var. *Cohnii* (Hilse) Grun. que son típicas formas aerófilas y muscícolas, capaces también de vivir sobre rocas y plantas húmedas.

El hecho de que los fragmentos rocosos que constituyen esta capa, están fuertemente cementadas por carbonatos puede explicarse por la misma acción de las aguas filtrantes que, al filtrar a través de las rocas del techo de la gruta, las lavaron de sus sales.

Es muy posible, que el sobrevenir de este ambiente húmedo dentro de la gruta, seguramente reflejo de las condiciones climáticas exteriores, no haya sido tan repentina como lo haría suponer el exámen comparativo entre el contenido micropaleontológico de esta muestra y el de la anterior obtenida a los 3,70 m del sedimento loésico I. Evidentemente, de haberse contado con muestras intermedias, es de suponer que hubiéramos podido registrar las primeras manifestaciones de dicha influencia, representadas por materiales que iban modificando, cada vez más, el típico loess que compone la capa inferior del perfil.

Muestra No 5

El material de esta muestra corresponde a la capa de transición situada entre las ya descritas, arqueológicamente estériles, y las que la cubren, en que el hombre aparece ocupando la gruta. Consiste en un sedimento arenoso y suelto. Su color es pardo gris oscuro. Contiene pequeños fragmentos de la roca dacítica de la gruta, que no pasan de los 10 centímetros de diámetro.

Separados los trozos de roca sólida por el tamíz, el resto es abundante, muy suelto y de textura arenosa, con algo de limo y arcilla. En agua, toma una coloración más oscura y se deslíe rápidamente dejando un residuo insoluble abundante y fino. En presencia de HCl reacciona fuertemente.

Observada al microscopio, la fracción pelítica de este material revela, en general, las mismas características observadas en la del anterior, aunque sus partículas minerales son un poco más finas, con menor proporción de ceniza volcánica. En cambio, contienen una mayor cantidad de elementos de sílice organizada, principalmente células de Gramíneas y Diatomeas. Las Crisostomatáceas resultan igualmente frecuentes, mientras los fragmentos de espículas de Esponjas son raros.

Si bien con mayor abundancia, intervienen las mismas especies diatómicas que en la muestra anterior; a saber:

Denticula valida Grun. (rara)
Diploneis argentina Freng. (rara)
Hantzschia amphioxys var. *xerophila* Grun. (predominante)
Navicula mutica var. *Cohnii* (Hilse) Grun. (predominante)
Pinnularia borealis Ehr. (escasa)

También se observan numerosos trozos de *Fragilaria* y cantidad de frústulos irreconocibles por haber sido atacados por Tecamebianos.

Continúa, por lo tanto, el mismo ambiente húmedo anterior, al parecer con una mayor abundancia de agua que ha permitido un relativo aumento en el número de elementos diatómicos. La presencia de *Diploneis argentina* Freng., aunque rara, indica ya un pequeño contenido de sales debido, seguramente, al lavado de las rocas volcánicas por el agua filtrada a través de ellas. Tampoco aquí puede hablarse de pantano o de una acumulación de agua de grandes proporciones, ya que las especies predominantes son típicamente aerófilas y muscícolas. La humedad del interior de la gruta, si bien es un reflejo de las condiciones ambientales del exterior, se debe al agua insumida a través de sus paredes y que, en el interior de la gruta, sólo pudo formar pequeños charcos y alimentar alfombras de musgos.

Muestra No 6

Muestra extraída de la parte profunda de la capa IV, casi en contacto con la subyacente 9. Se compone de un material arenoso fino homogéneo, suelto, de color castaño muy oscuro, casi negro por su riqueza en materia orgánica.

Conteniendo algunos trocitos angulosos de roca y numerosos restos de vegetales total ó parcialmente carbonizados.

Tamizando la muestra, la fracción retenida, comprendida en el tamaño de la grava, además de los fragmentos pétreos incluye algunos cristales de cuarzo y numerosos restos de vegetales. Todos éstos denotan, en mayor o menor grado, los efectos del fuego.

Las fracciones más finas se deslíen rápidamente en presencia de agua, dejando un abundante residuo insoluble fino y numerosos grumos de materiales carbo-

nosos que pierden paulatinamente consistencia. Agregando HCl se produce una visible efervescencia.

Con el microscopio se observa también una elevada proporción de detritos minerales, frecuentes partículas de vidrios volcánicos ácidos y básicos y frecuentes caparazones de Crisostomatáceas. No se observan espículas de Esponjas; en cambio las células silíceas de Gramíneas, más abundantes que en la muestra anterior, revelan una fase de mayor incremento por parte de la vegetación herbácea. Las Diatomeas, frecuentes, corresponden a las especies siguientes:

Epithemia zebra var. *saxonica* (Kütz.) Grun. (escasa)
Hantzschia amphioxys var. *xerophila* Grun. (predominante)
Melosira italica (Ehr.) Kütz. (rara)
Navicula mutica var. *Cohnii* (Hilse) Grun. (rara)
Pinnularia borealis Ehr. (rara)

Además se observan cadenitas de una *Fragilaria* cuya especie no pudo ser determinada por ofrecer siempre su lado conectival.

La flórula diatómica de esta muestra revela las mismas condiciones ya definidas anteriormente; pero con una mayor cantidad de agua, posiblemente formando un charco estable que permitió la aparición de especies de ambiente lacustre como es la *Epithemia zebra* var. *saxonica*.

Muestra No 7

Esta muestra también está comprendida dentro de la capa IV. Fué extraída en las proximidades de uno de los fogones profundos.

Se trata de un material semejante al de la muestra anterior, aunque, al parecer, más limoso y de color más negro, por una mayor riqueza en restos vegetales y huesos carbonizados. No contiene trozos duros salvo aquellos representados por restos óseos o de astillas de cuarzo trabajado.

En agua se disgrega rápidamente en un material fino formado por arena fina y por una gran cantidad de partículas carbonosas que, poco a poco, van perdiendo consistencia haciéndose sumamente plásticas. Agregando HCl no se produce ninguna reacción.

Al examen microscópico no se observa espículas de Esponjas y los vidrios volcánicos resultan relativamente escasos.

Las Crisostomatáceas y las Diatomeas son frecuentes y muy abundantes las células de Gramíneas que, en gran parte articuladas, constituyen el elemento de sílice organizada predominante de la muestra.

Las Diatomeas reconocidas son de las siguientes especies:

Cocconeis placentula Ehr. (accidental)
Denticula elegans Kütz. (rara)
Denticula valida Grun. (rara)
Epithemia zebra var. *saxonica* (Kütz.) Grun. (rara)
Hantzschia amphioxys var. *xerophila* Grun. (predominante)
Navicula mutica var. *Cohnii* (Hilse) Grun.
Pinnularia borealis Ehr. (rara)

Aparecen además cadenitas de la misma *Fragilaria* de la muestra anterior. Esta muestra por su composición y origen no ofrece ninguna diferencia con respecto a la anterior.

Muestra No 8

Esta muestra procede de un punto, también situado en proximidad de uno de los fogones profundos. Su análisis confirma las conclusiones obtenidas en cuanto a las condiciones de sedimentación de la importante capa IV que, como hemos visto, revela la primer aparición del hombre ocupando la gruta.

Este material posee, en todo sentido, las mismas características que el anterior, habiéndose podido hallar, además de los numerosos restos de vegetales carbonizados, una serie de huesecillos, al parecer de roedores pequeños (lauchitas). Lo mismo que aquel, tampoco reacciona en presencia de HCl.

Al microscopio se reconocen como en las muestras anteriores abundantes células de Gramíneas, frecuentes frústulos de Diatomeas y raras partículas de vidrio volcánico ácido y hialino. No aparecen espículas de Esponjas; en cambio las Crisostomatáceas predominan entre los elementos de sílice organizada haciéndose más abundantes que en las muestras anteriores. Las Diatomeas halladas pertenecen a las especies siguientes:

- Achnanthes* sp. (frecuente)
- Encyonema ventricosum* (Kütz.) Grun. (rara)
- Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kütz) Grun. (rara)
- Hantzschia amphioxys* var. *xerophila* Grun. (predominante)
- Melosira Roeseana* Rabh. (rara)
- Navicula mutica* var. *Cohnii* (Hilse) Grun. (rara)
- Pinnularia borealis* Ehr. (rara)

Esta composición florística responde plenamente al ambiente de paredes húmedas cubiertas por musgos y al de charcos, de poca profundidad, ya establecido para la capa IV. Tanto el predominio de las Crisostomatáceas como la aparición de una especie diatómica nueva, como es la *Melosira Roeseana* Rabh., típica forma epífita, generalmente asentada sobre musgos o en pequeños charcos a orillas de los ríos, son elementos de juicio que hablan en el mismo sentido.

Muestra No 9

Lo mismo que las números 7, 6 y 8 ya descriptas, esta muestra procede también de la capa IV; pero se diferencia de aquellas en que no contiene nada de materia orgánica y, además, en que su sedimentación se ha hecho bajo condiciones ambientales secas.

Se trata de un sedimento de aspecto loésico, arenoso y suelto, de color pardo claro, conteniendo numerosos trozos de huesos, en general blanqueados por la acción del fuego, y por algunos escasos trozos de minerales y roca dura.

Por su riqueza en partículas óseas, de distinto tamaño, reacciona fuertemente al HCl.

Observada su fracción limosa al microscopio, se compone de detritos minerales finísimos, con raros fragmentos de vidrio volcánico estriado, casi despro-

visto de elementos de sílice organizada, sólo representados por escasas células de Gramíneas y excepcionales frústulos diatómicos correspondientes a la *Hantzschia amphioxys* var. *xerophila* Grun.

Se trata, pues, de un depósito eólico, con algunas Diatomeas epífitas accidentales, seguramente traídas por el viento.

Muestra No 10

Procede de la capa V del perfil donde, de nuevo, aparece el material arenoso de color castaño oscuro, casi negro, humoso, muy rico en materia orgánica en forma de restos vegetales carbonizados, semejante a las muestras 6, 7 y 8 de la capa IV. Como ellos, también contiene algunos fragmentos de roca dacítica y restos de huesos y de vegetales parcialmente carbonizados. En presencia de HCl reacciona moderadamente.

El examen microscópico también indica condiciones semejantes a los de aquellas muestras. En efecto, además de escasos partículas de vidrio volcánico contiene también escasos caparazones de Crisostomatáceas del género *Chrysostomun* y muy abundantes células de Gramíneas que, junto con partes de tejido esponjoso de Equisetáceas, predominan en el total de la muestra.

No se observan espículas de Esponjas y las Diatomeas, frecuentes, responden a las siguientes especies:

- Achnanthes coarctata* fa. *constricta* Krasske (rara)
- Denticula valida* Grun. (frecuente)
- Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kütz.) Grun. (frecuente)
- Hantzschia amphioxys* var. *xerophila* Grun. (predominante)
- Pinnularia borealis* Ehr. (rara)
- Pinnularia viridis* Nitzs. (rara)
- Rhopalodia argentina* Grun. (rara)
- Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll. (frecuente)

Nuevamente estamos en presencia de una fase de mayor humedad, seguramente una época más lluviosa que, dentro de la gruta, dió lugar a la formación de pequeños charcos donde prosperaron las Diatomeas, entre las cuales la *Epithemia zebra* var. *saxonica*, *Rhopalodia argentina* Grun. y *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll., son especies de aguas levemente salobres.

Muestra No 11

Esta muestra corresponde al mismo sedimento de la muestra anterior. Como ésta es de color negro pero más intenso aún, por la mayor riqueza en elementos orgánicos carbonizados. Contiene pequeños trozos de rocas dacíticas y minerales (especialmente de cuarzo) junto con restos de huesos y de vegetales más o menos carbonizados.

Agregándole HCl reacciona moderadamente y en agua se deslíe muy lentamente, dejando flotar sobre la superficie del líquido y durante un largo tiempo, partículas carbonosas formando grumos que, flotando, se humedecen poco a poco, haciéndose sumamente plásticos.

Al microscopio, la muestra se compone principalmente de detritos minerales finos, donde son accidentales las partículas de vidrio. En cuanto a los elementos de sílice organizada predominan las células silíceas de Gramíneas, más abundantes que en la muestra anterior. Las Crisostomatáceas son raras y no se observan espículas de Esponjas.

Entre las Diatomeas, escasas, pudo reconocerse:

Hantzschia amphioxys var. *xerophila* Grun. (predominante)

Pinnularia borealis Ehr. (rara)

Además se observaron numerosas cadenitas de *Fragilaria*.

El ambiente se ha hecho más seco aunque predominan igualmente las características de humedad debidas al agua que filtra a través de las paredes, Predominan, por ello, las formas aerófilas.

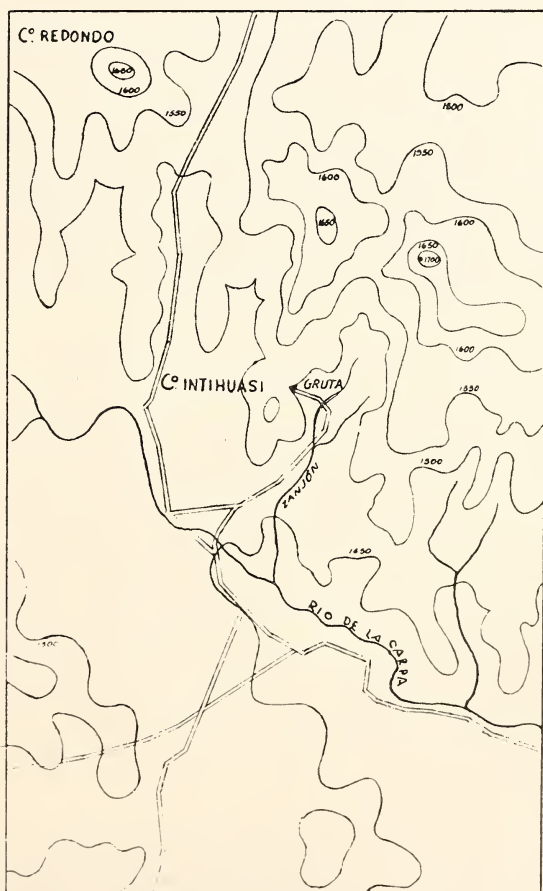


Fig. 2. Croquis de la zona del Rio de la Carpa.

El perfil de la Barranca del río de la Carpa

Además de la labor específica desarrollada en el interior de la gruta de Intihuasi, el doctor ALBERTO REX GONZALEZ complementó sus estudios con un reconocimiento de la zona cercana en cuyo transcurso obtuvo una serie de perfiles a lo largo de la barranca del río de la Carpa.

Este río formado por la unión de una serie de arroyos que nacen en los alrededores de los cerros del Valle y Federico, después de juntarse con el río Cañada Honda, logra desembocar en el río Quinto, formando uno de sus afluentes principales.

En la zona objeto de este estudio, el río de la Carpa corre a unos 500 m, aproximadamente, al sudoeste de la gruta y recibe el zanjón que, precisamente, corre por el pie de la misma (Fig. 2).

Del estudio de los mencionados perfiles ¹, de cuyos datos, fotografías y muestras pude disponer gracias a la gentileza del doctor GONZALEZ, llegóse a la conclusión de que el río ha excavado su cauce dentro de los depósitos postpampianos que constituyen la terraza baja del valle y que están integrados de abajo a arriba, por los pisos Lujanense, Platense y Cordobense (Fig. 3).

El loess bonarense, seguramente bien representado por depósitos de apreciables espesores fuera del valle, al parecer sólo queda parcialmente representado en uno de los perfiles obtenidos, donde forma una delgada capa residual modificada, en sus características, por las aguas que en su seno han excavado el cauce posteriormente rellenado por los depósitos postpampianos.

El piso Platense puede separarse en dos partes: una inferior, representada por un limo arenoso homogéneo, de color gris claro y otra superior, constituida por un limo turboso, de aspecto coriáceo muy característico.

Un hallazgo valioso, para la correlación de las capas del perfil del río con las de la gruta, es el realizado en un punto de la barranca, a la altura en que corre la línea de separación entre el Platense inferior y el superior y que consiste en restos de vegetales carbonizados y redondeados, seguramente por el transporte áqueo.

¹ CAPPANNINI, DINO A. — Presencia de sedimentos palustres turbosos en la Provincia de San Luis. Trabajo inédito existente en el archivo del Instituto de Suelos y Agrotecnia. Año 1952.

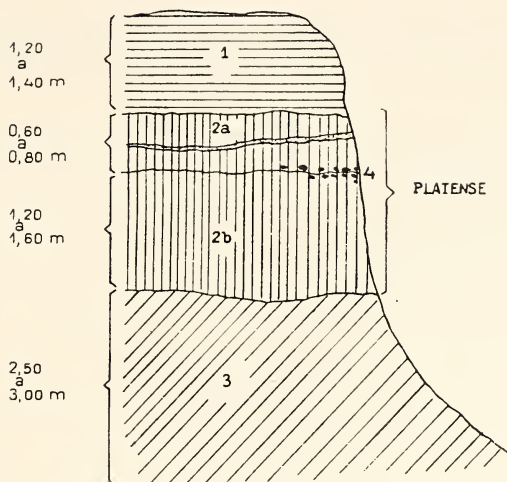


Fig. 3. Perfil del Rio de la Carpa.

1. Sedimento arenoso de aspecto eólico, color pardo claro amarillento, con líneas estratificados de arena gruesa.
- 2a. Horizonte turboso de aspecto coriáceo, color, gris obscuro con una capa intercalada de diatomita. Contiene manchas pardo rojizas limoníticas.
- 2b. Limo arenoso color gris claro y muy homogéneo, con numerosos canalículos ocupados por raíces.
3. Limo arenoso pardo amarillento claro, poco consolidado con pequeños rodados. lujanense.
4. Restos de vegetales carbonizados.

Conclusiones

Con toda probabilidad los restos carbonizados de maderas en el Platense del río de la Carpa derivan de fuegos encendidos por el hombre. Por lo tanto resultaría lógico relacionar este piso con las capas del relleno de la gruta que encierran restos de carbones y de industria humana (números IV, V y VI).

Esta relación se ve apoyada, además, por los resultados de los análisis micropaleontológicos. En efecto, en base a ellos, en líneas generales se admite un cambio de clima que, de árido (loess) se hace húmedo (capas diatomíferas) del mismo modo que, en la serie de sedimentos recientes, al Bonarense (loésico sucede una fase húmeda lacustre (Lujanense) y luego fluvial (Platense).

Por todas estas consideraciones puede concluirse, finalmente, que la capa I correspondería al Bonarense; que las capas II y III representarían el Lujanense, seguramente depositado sobre los materiales del Bonaerense. Hacia arriba tendríamos los materiales del Platense, revelando tanto la influencia

derivada de la acción del hombre como los de un clima propicio a un notable desarrollo de Diatomeas tal como se observa en todo el Platense de nuestra República.

Los materiales superiores, modificados por la acción misma del hombre, constituyen seguramente el Cordobense de esta pila de sedimentos, incluyendo la capa de guano, de 5 a 20 centímetros de espesor, de la cual no se obtuvo muestra por considerársela exenta de interés micropaleontológico.

Contribución a la morfología periglacial especialmente criopedológica de la República Argentina

Prof. Dr. A. E. CORTE

Mendoza

Indice

	Pág.
I. Introducción histórica a la investigación criopedológica en la R. Argentina	83
II. Morfología criopedológica de la Puna, Mendoza, Tierra del Fuego e Islas Malvinas	84
II. 1) Temperatura del aire y observaciones generales	84
II. 2) Observaciones sobre la distribución de las formas	87
II. 2. a. Límite inferior y superior de los procesos criopedológicos	87
II. 2. b. Formas encontradas, sus dimensiones y variaciones	92
II. 3) Observaciones sobre la formación de estructuras	93
III. El congelamiento del suelo en las contrucciones y otras actividades	100
IV. Sumario	101
V. Bibliografía	102

I. Introducción histórica a la investigación criopedológica en la R. Argentina

Observaciones someras de GÜSSFELDT (1888) efectuadas cerca del Aconcagua, fueron interpretadas posteriormente por TROLL (1944 p. 670) como formas criopedológicas. Las primeras observaciones sobre morfología periglacial y criopedológica en las Islas Malvinas fueron llevadas a cabo por J. G. ANDERSSON (1904), durante la expedición antártica sueca. El trabajo de ANDERSSON fué especialmente dedicado a los »stone rivers», corrientes de bloques, de las Malvinas y es una de las contribuciones fundamentales en la ciencia criopedológica. Durante la misma expedición, O. NORDENSKJÖLD

(1928 p. 54) describió suelos en banda en Snow Hill, Antártida Argentina, siendo la primera descripción de este tipo para el continente antártico. Posteriormente KÜHN (1914 p. 35) describe los suelos rastrillados de GÜSSFELDT cerca del Aconcagua, llamándoles «faldas arrastradas». L. R. CATALANO (1926 p. 60 y sig) informa después sobre lo que hoy llamamos suelos en banda; los denominó litoglaciares e indicó su presencia en el volcán Azufre a los 5.200 m. en la Puna de Atacama. Ultimamente el autor ha descripto formas criopedológicas de la alta cordillera de Mendoza (CORTE 1953 a) y de las Islas Decepción, y Luna en la Antártida Argentina (CORTE 1953 b).

II. Morfología criopedológica de la Puna, Mendoza, Tierra del Fuego e Islas Malvinas

II. 1. Temperaturas del aire y observaciones generales

Puna: De acuerdo a los registros de la Corrida de Cori, 5100 m y 25° L.S., suministrados gentilmente por SCHWERTFEGER del Servicio Meteorológico Nacional, las temperaturas máximas absolutas del mes de enero durante 1946, 48, 49 y 50 fueron 15,5 10,0 10,2 8,5 grados centígrados. Con ellas se ha calculado el límite superior de los procesos criopedológicos en la Puna; ver fig 1, o sea la altura máxima en la que se producen temperaturas positivas capaces de estructurar el suelo.

Laguna Diamante: Los registros de las temperaturas del aire disponibles son las tomadas en la Estación de Altura Perón de la Universidad de Cuyo a 3.850 m y 34.10 L.S. Con el objeto de comparar con otras zonas donde también se producen procesos criopedológicos actuales, se adjunta el gráfico fig. 2 de las temperaturas máximas y mínimas registradas durante 1951, se puede ver que temperaturas máximas por sobre cero y mínimas por debajo cero se repiten casi diariamente durante los meses de Diciembre, Enero, Febrero, Marzo y Abril; temperaturas máximas por sobre cero se aprecian durante algunos días de Junio y Julio. Los datos de las temperaturas del suelo registradas desde el 22 de Enero hasta el 10 de Marzo de 1952 a los 3.850, en suelo seco y a 5,10 y 20 cm de profundidad, en una zona donde actualmente se producen estructuras criopedológicas, se representan en la fig. 3 donde se puede ver que: en la capa de 5 cm de profundidad las temperaturas fluctúan por, sobre cero y bajo cero solamente entre el 16 de Marzo y el 15 de Abril; la temperatura de la capa en 10 cm de profundidad no muestra tan grandes amplitudes como la de 5 y pasa de sobre cero a bajo cero sin fluctuación; cuando la capa en 10 cm está congelada, las oscilaciones de congelamiento y descongelamiento de la capa en 5 cm son simétricas y han dismi-

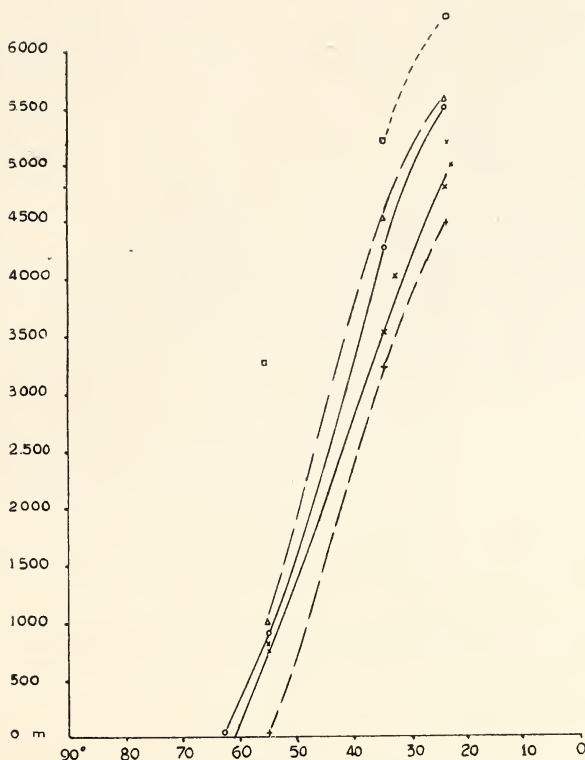


Fig 1: Variación altitudinal y latitudinal de los suelos estructurados.
 Ref. + Apariciones estructurales más inferiores.
 × Límite inferior regional de estructuras de 5—10 y 30 cm.
 o Límite inferior de estructuras de 1 y 2 m que incluyen pequeñas de 10 y 20 cm.
 Δ Límite en el que se inicia la formación de capas de firn y hielo.
 □ Límite superior de los procesos criopedológicos.

gelamiento y descongelamiento de la capa en 5 cm son simétricas y han disminuido a la mitad. Se puede ver además que en un par de días del mes de Mayo se presentan congelamientos y descongelamientos de la capa en 5 cm. La capa en 20 cm permanece descongelada hasta mediados de abril y conserva su temperatura cerca de 0°C. sin fluctuación y se congela cuando la capa en 5 cm está continuamente congelada. Estos registros corresponden a una zona donde se producen actualmente estructuras que varían entre 5 y 300 cm. El próximo paso de la investigación será comprobar que estructuras puede producir la fluctuación de la capa en 5 cm.

Ushuaia: Los registros de las temperaturas máximas y mínimas disponibles fueron tomadas a 4 m s.n.m. en 1952 y se han representado en la fig 4. Es

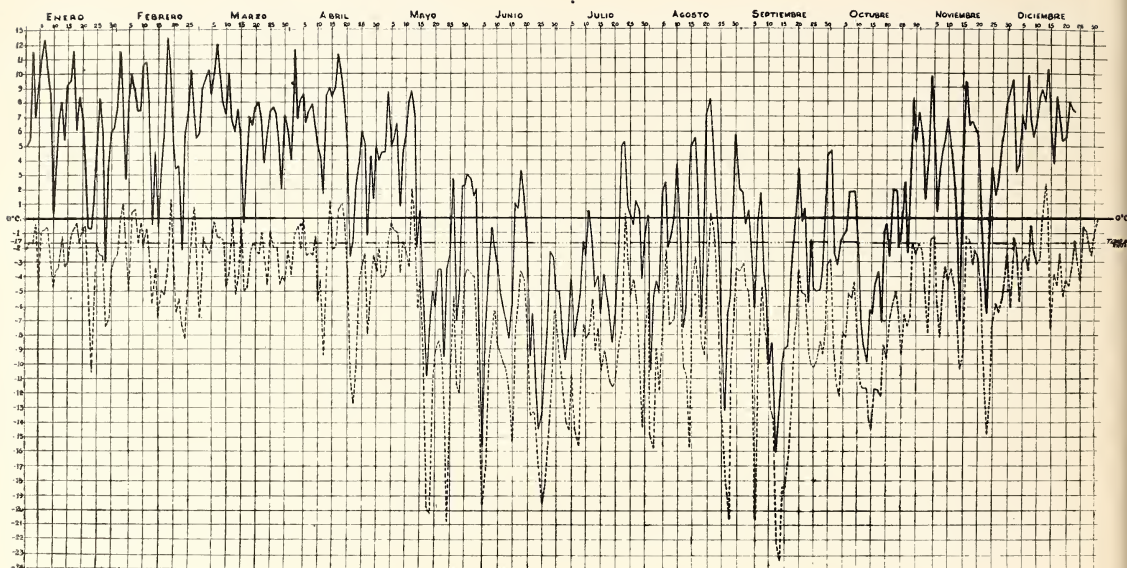


Fig 2: Temperaturas máximas y mínimas diarias registradas en 3.850 m en la Estación de Altura Perón de la Universidad de Cuyo, a los 69°37' L.S.

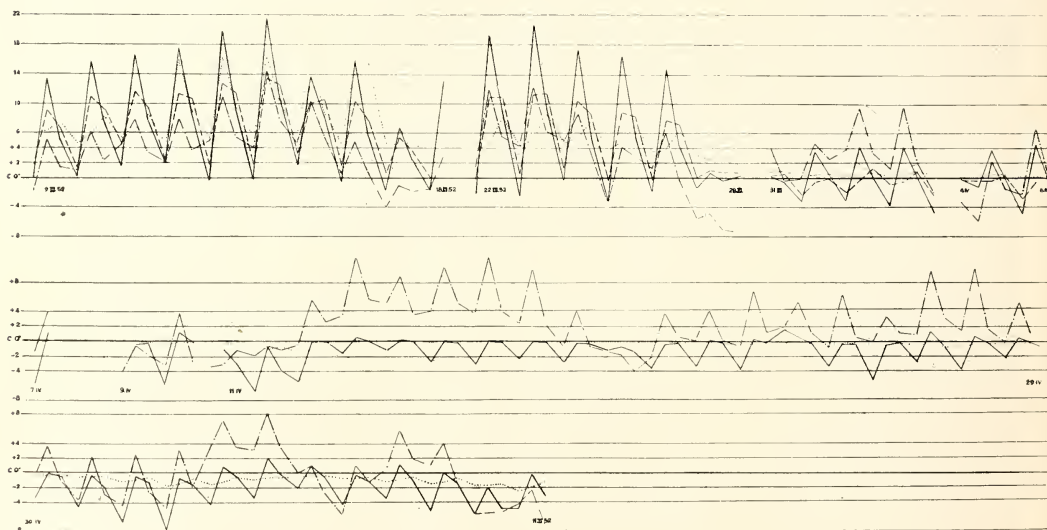


Fig 3: Temperaturas del suelo a las 9, 15 y 21 horas registradas a 3.850 m línea continua, temperatura en 5 cm de profundidad; línea discontinua, 10 cm; puntos 20 cm; línea depuntos y rayas temperatura del aire. No se representan las temperaturas del suelo en verano pues no registran congelamiento.

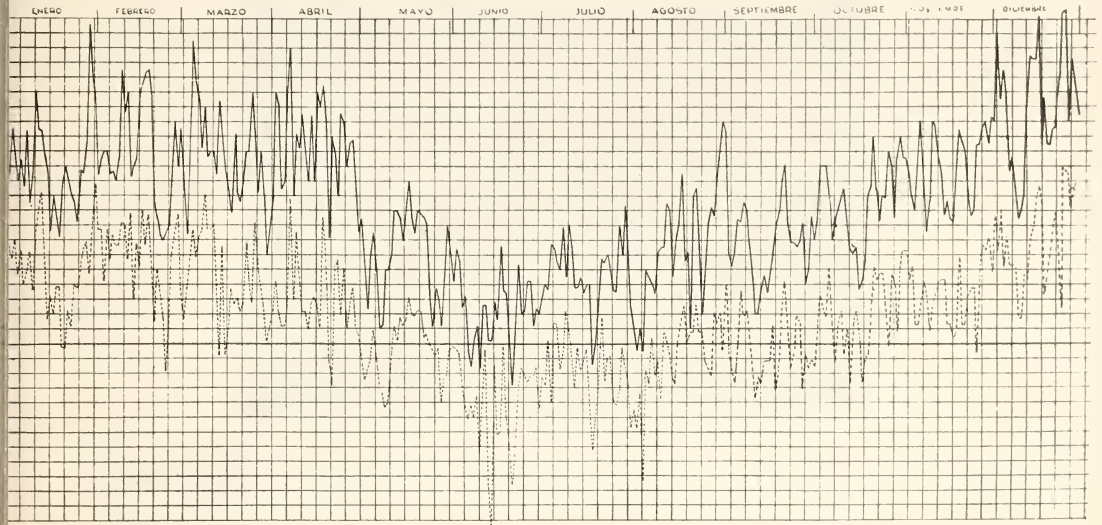


Fig 4: Temperaturas máximas y mínimas diarias registradas en Ushuaia a 4 m.s.n.m. durante 1952.

interesante tener en cuenta este diagrama pues a pocos metros de la estación meteorológica se encuentran mamelones de pasto y en el mismo nivel del mar se hallan piedras planas colocadas en posición vertical fig 5. Las temperaturas invernales en Ushuaia producen un congelamiento del suelo tal que llega hasta los 70 cm de profundidad, según comunicación oral del Sr A. GONZÁLEZ BONORINO.

II. 2. Observaciones sobre la distribución de las formas

II. 2. a. LIMITE INFERIOR Y SUPERIOR DE LOS PROCESOS CRIOPEDOLOGICOS

Limite inferior: en la fig 1 se ha representado las diferentes observaciones sobre la distribución latitudinal y altitudinal de las estructuras actuales del suelo en Argentina. La curva inferior representa el límite inferior en el que se observaron estructuras actuales. La curva que sigue hacia arriba indica el límite inferior regional de estructuras que varían entre 5 y 30 cm. Con la línea siguiente se demuestra que estructuras mayores de 1 m. se encuentran en mayores niveles. También THORARINSSON (1952 p. 147) ha informado que en Islandia las estructuras aumentan de tamaño a medida que se sube. Seguramente nosotros encontraremos en nuestras altas montañas de Mendoza, cerca de los 5.000, estructuras de 10 m. las que corresponderían con las del nivel de los 1.000 m. de Islandia.



Fig 5: Nidos de piedras; placas de rocas esquistosas que por efecto del congelamiento y descongelamiento se ponen verticales. A orillas del Canal de Beagle y en la altura de la marea más alta, en Lapataía, Tierra del Fuego.



Fig 6: La línea que separa las dos tonalidades de la montaña del fondo es el límite inferior de los procesos criopedológicos. En primer plano un gran círculo de piedras de 3 m de ancho; a 4.200 m eu el Cerro de la laguna Mendoza.

En la zona de la laguna Diamante y en diferentes partes de la cordillera de Mendoza, se puede ver el límite inferior de los procesos criopedológicos en forma muy clara y notable, fig 6. La fig 7 indica el límite inferior de los procesos criopedológicos en la alta cordillera en el límite de Chile y Argentina.

Se puede ver que tiene una marcada inclinación hacia el oeste y varía en cortas distancias; en el este se encuentra cerca de los 4.000 y en el oeste a 3.300. En la Puna este límite es menos claro que en Mendoza y se lo ha encontrado inmediatamente sobre el límite superior de los pastos. En el volcán Tuzgle se inician las primeras estructuras a 4.700, en 4.900 se inicia el límite inferior regional de estructuras de 10 y 20 cm. Más al norte en Mina Aguilar, el límite

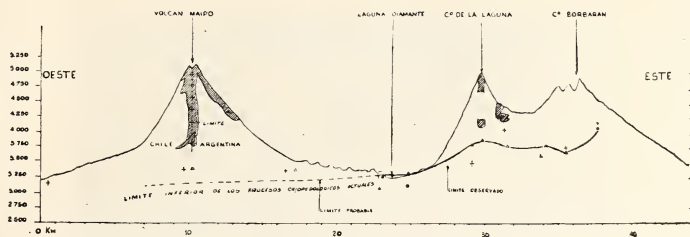


Fig 7: Límite inferior de los procesos criopedológicos actuales en la alta Cordillera de los Andes, a los 34°37' L.S. Cruces aisladas indican manchas de nieve el día 13.I.52. Zonas rayadas indican lugares ocupados por glaciares en Marzo de 1952. Según datos tomados en los veranos de 1951—52.

superior de los pastos se encuentra entre 4.900 y 5.000 m. de los que se deduce que aquí por sobre los 5.000 se inicia el régimen de estructuras del suelo. En Ushuaia el límite inferior regional de suelos estructurados se encuentra inmediatamente sobre el nivel de los prados entre 650 750 m. Sin embargo estructuras de congelamiento notables se encuentran al nivel del mar, fig 5.

De manera que aquí entre las apariciones más inferiores y el límite regional hay una diferencia de altura de 700 m. En la zona de la laguna Diamante esta diferencia de altura según las últimas observaciones es de 500 m.

Para Malvinas 52° 30' no podemos trazar puntos de los límites pues ANDERSSON (1916 p. 22 y sig) no informó sobre tamaños y alturas; pero indica en la foto 1, la presencia de «tussocks» al nivel del mar y soliflucción reciente en el Pico Stephens.

Límite superior: En la fig 1 se indicó con una curva y cuadros el límite superior máximo, en donde se puede producir estructuramiento o sea el límite superior de los procesos criopedológicos. Para Mendoza, laguna Diamante, según los registros de las temperaturas máximas de fig 2 y considerando un gradiente vertical de 1°C en 100 m, se ha calculado que a los 5.000 m no se deben registrar temperaturas positivas en el aire. Por otra parte y según los sondeos aerológicos efectuados por GEORGII en avión (GEORGII com.oral), a los 4.900 no se deben registrar temperaturas por sobre cero en

la atmósfera libre de Mendoza. Considerando que la temperatura del suelo es un par de grados más alta que la del aire (CAILLEUX et TAYLOR 1954 p. 11, GEIGER 1950 p. 37, ver además fig 3), podemos decir que sobre los 5.200 el suelo en esta parte central de la cordillera mendocina debe estar siempre congelado y el hielo y la nieve no deben disiparse por fusión. Comprobar esto será un interesante programa de investigación en alta montaña. LII-



Fig 8: Suelos polygonados formados a 5.100 m en el volcán Tuzgle, Puna de Atacama. Foto A. E. CORTE 9.I.54.



Fig 9: Redes de 1—2 m que incluyen en su interior polígonos de 20 y 30 cm en el volcán Tuzgle, Puna de Atacama a 5.480 m. Foto A. E. CORTE 9.I.54.

BOUTRY (1954 p. 331) considera los 5.200 m como el límite superior donde aparecen penitentes en esta zona y según sus ideas los penitentes serían formados por fusión y sublimación. De manera que LLIBOUTRY y el autor dan un mismo límite para dos manifestaciones producidas por la fusión en las que esta parece ser el proceso dominante.

En el volcán Tuzgle¹, Puna de Atacama, el espesor de la capa desconge-



Fig 10: Suelos en forma de hexágonos en la margen 2.O. de la laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. E. CORTE 20.2.52.

lada se reduce a medida que ascendemos; cual será la altura máxima en la Puna donde no se produce descongelamiento del suelo? De acuerdo a los registros de la Corrida de Cori a 5.100 m y 25°12' L.S. la temperatura máxima media absoluta del aire en el mes de enero de 1946—48—49 y 50 fué de 11,7°C. Calculando con un gradiente vertical de 0,8° en 100 m (GEORGI com. oral) a los 6.300 m aproximadamente en la Puna no deben registrarse temperaturas capaces de fundir el suelo o el hielo o también de elevar la temperatura del suelo por sobre cero si estuviese seco. En la fig 1 se ha ubicado este punto

¹ El autor quiere dejar constancia de su agradecimiento al colega J. CUOMO por la colaboración prestada en su estadía en el volcán Tuzgle.



Fig 11: Suelo estructurado en forma de cuadriláteros y bandas en pequeñas pendientes, en la laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. E. CORTE 20.12.1952.

de la curva. Será interesante comprobar si en la Puna hay penitentes y estructuras del suelo por sobre los 6.300. En la fig 1 se ubicó un punto más correspondiente a Malvinas, el que fué calculado por SCHWERTFEGGER. La curva superior de fig 1 que así obtuvo, marcaría el límite superior de los procesos criopedológicos y es el límite donde no es posible encontrar formas que se producen por congelamiento y descongelamiento. Esta curva nos permite deducir que toda acumulación de nieve que se produzca por sobre dicho límite quedará sobre la superficie del suelo, originándose una capa de firn o de hielo siempre que la sublimación sea menor que la acumulación. Si esta condición se cumple las montañas cuyas alturas pasan este límite o estén próximas a él deben poseer capas de firn o de hielo estables.

En la fig 1 se indicó, además con una curva con triángulos la altura a la que se inicia la formación de capas de hielo en diferentes partes del país. Según estas observaciones deben encontrarse formas criopedológicas sobre el límite de formación de capas de firn o de hielo. Esto fué comprobado por el autor en Mendoza, Tierra del Fuego, Antártida y Laponia Sueca.

II. 2. b. FORMAS ENCONTRADAS, SUS DIMENSIONES Y VARIACIONES

En la Puna, volcán Tuzgle, se inician las estructuras en banda de 10 y 20 cm a 4.900 m. y polígonos de 15 y 30 cm en 5.100, fig 8; en 5.380 m apa-

recen redes de 2 y 3 m que incluyen en su interior polígonos de 15 y 30 cm, fig 9. En la zona de la laguna Diamante, en Mendoza, se encuentran polígonos y bandas de 5—30 cm a 3.270 m (fig 10 y 11); en 4.300 se encuentran grandes suelos en banda y círculos de 3—7 que incluyen en su interior pequeñas estructuras de 10 y 20 cm, fig 6 y 12.

En los Montes Martial, Ushuaia, Tierra del Fuego, se encuentran polígonos y bandas de 5—10 cm á 750 m, fig 13; a los 900 m se inician grandes redes de 1 y 2 m al lado de bandas de 10 y 20 cm; se supone que este nivel de grandes estructuras corresponde al nivel de círculos de igual tamaño que en Antártida se encuentra entre 0—90 m, en el Tuzgle a 5.380 y en Mendoza a 4.300.

Las estructuras inferiores encontradas fueron: lajas verticales al nivel del mar, en Ushuaia, fig 5; en Mendoza, lajas verticales a 3.200 m; en el Tuzgle coladas a 4.500; todos estos datos han sido representados en la fig 1.

De las Malvinas (ANDERSSON 1916 p. 22 y sig) se cuenta con los siguientes datos: «tussocks»=mamelones al nivel del mar y soliflucción reciente evidenciada por escombros que se mueven superficialmente en un suelo arcilloso. Con respecto a los «ríos de piedras»=«stone rivers» de las Malvinas ANDERSSON informó (op.cit. p. 28) que deben ser considerados como estructuras fósiles¹. Es muy probable que los ríos de piedras de Malvinas sean lo que nosotros denominamos «glaciares de escombros».

II. 3. Observaciones sobre la formación de estructuras

Durante la última excursión a la cordillera y con la llegada del otoño pudo el autor hacer observaciones sobre la formación simultánea y en el mismo lugar de estructuras del suelo y de círculos de gramíneas:

Estructuras del suelo: El día 4.IV.54 después de un par de días con temperaturas mínimas de —8°C, el suelo estaba congelado entre 7—10 cm de profundidad. En una zona con la napa freática cerca de la superficie se podía observar una profusa distribución de charcos, fig 14, algunos de los cuales estaban congelados y otros no; muchos de estos charcos presentaban en sus márgenes una notable selección de materiales; entre estos charcos se habían formado ya los lados de polígonos pequeños. En las márgenes de la zona

¹ Es interesante notar de paso que ANDERSSON a partir de esta y otras observaciones informa que en las Islas Malvinas no fueron glaciadas en el Cuartario. HALLE (1911) al estudiar la geología de las Malvinas no dá informe alguno sobre la glaciación cuartaria en dichas islas.

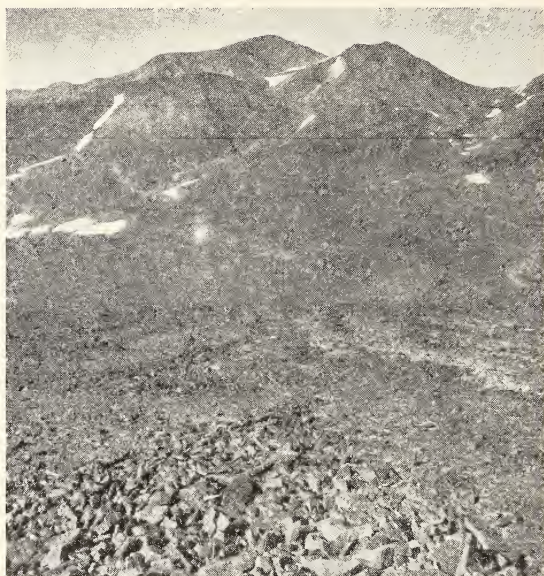


Fig 12: Grandes suelos en banda de 3—7 m de ancho, a 4.200 m en el Cerro de la laguna Mendoza. Foto A. E. CORTE 1.4.1954.



Fig 13: Pequeños poligonos formados en los Montes Martial al NO de Ushuaia a 750 m.s.n.m. Foto A. E. CORTE 11.2.53.

anegada se puede ver que los charcos están orientados en la línea de fluctuación de la napa freática y se secan cuando ella descende; de manera que



Fig 14: Charco congelado con selección de materiales en sus bordes; en segundo plano un círculo activo de gramíneas con los tres círculos concéntricos. Al fondo otros charcos. En la laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. E. CORTE 4.4.1954.

aquí los charcos y la selección de materiales están vinculados a una napa freática activada por el congelamiento y descongelamiento. En la fig 15 se puede ver que el suelo del centro del círculo se comporta como un suelo mórico que se levanta por congelamiento y el del charco se encuentra en la zona intermedia de levantamiento por congelamiento según el criterio de BESCOW (1935 p. 125).

A pocos metros de aquí se forman polígonos en 11 años, fig 16, sin una napa activada por el congelamiento, solo con la humedad de las precipitaciones; la edad de estos polígonos es conocida porque se formaron en el material extraído de un pozo efectuado en el año 1943. A pocos metros de este lugar y en el material de las excavaciones efectuadas por el autor en el año 1951 ya se formaron estructuras poligonales pero los lados están formados por grietas vacías y no por selección de materiales; esto es lo mismo que ocurre con los polígonos de 10 años del volcán Tuzgle formados a 5.380 m. De manera que en la laguna Diamante se forman estructuras en dos ambientes defrentes: 1) en un suelo inundado se inician polígonos en los bordes de charcos y entre medio de ellos, (fig 14) en un suelo no inundado, sin charcos, también se forman polígonos con selección de materiales (fig 16). Cuales son los procesos que forman las estructuras que están alrededor de los charcos? Son los mismos procesos que forman las estructuras de zonas más secas donde

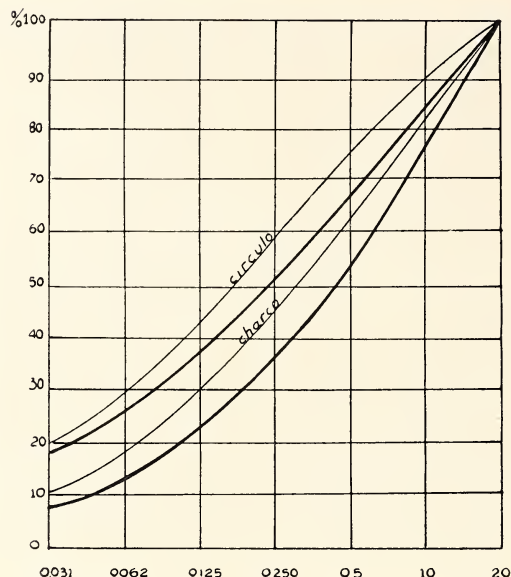


Fig 15: Curvas granulométricas de muestras del suelo del centro del círculo de fig 1 (curva fina superior) y de un charco con selección de materiales (curva fina inferior). Comparada con la zona límite de BESCOV: la curva gruesa superior es el límite superior de los suelos morénicos que se levantan por congelamiento y la curva gruesa inferior es el límite inferior de los suelos morénicos que nunca se levantan por congelamiento.



Fig 16: Polígonos formados en 11 años en la laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. E. CORTE 4.4.54.



Fig 17: Círculo activo de gramíneas formado por tres círculos concéntricos: el círculo interno, congelado y levantado está formado por plantas muertas viejas que han adoptado estructura migajosa por agujas de hielo. El círculo siguiente está formado por plantas muertas más recientemente, también congelado y levantado. El círculo externo está formado por plantas vivas que, en un suelo semi-congelado, crecen en un suelo todavía horizontal. En la laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. E. CORTE 4.4.1954.

no hay charcos con selección de materiales? La etapa de polígonos cuyos lados están formados por grietas vacías será la primer fase de estructuración en zonas más secas? -

Círculos de gramíneas: En el mismo ambiente donde se desarrollan las estructuras inertes de la laguna Diamante se desarrollan también estructuras orgánicas: círculos y semicírculos de gramíneas (fig 17), los que ya fueron indicados por el autor como formas periglaciales, habiendo dado la idea a manera de hipótesis de trabajo (CORTE 1953 p. 29—30) de que el congelamiento del suelo, en la zona de procesos criopedológicos, debe ser la causa de la distribución circular de estas gramíneas. La fig 17 ilustra lo que el autor propone llamar un «Círculo activo de gramíneas»; este círculo en el día 4.IV.54 poseía tres círculos concéntricos: 1) un círculo interno congelado y levantado formado por plantas muertas, viejas y crioturbadas; 2) un círculo intermedio de plantas muertas más recientemente, congelado y también levantado y 3) un círculo externo de plantas vivas, abajo de las cuales el suelo estaba semi-congelado. Esta observación de que primero se congela el suelo que rodea a las matas, es la misma que efectuaron HOPKINS y SIGAFOOS (1950 p. 54); observación a partir de la cual ellos elaboran la teoría del levantamiento de los «tussocks» por presiones laterales durante el congelamiento (HOPKINS y SIGAFOOS 1954). Otra particularidad de estos círculos es la encontrarse

al lado de charcos con selección de materiales en sus bordes (fig 14). De manera que tenemos aquí la formación simultánea de círculos de gramíneas y estructuras del suelo. El análisis granulométrico del centro del círculo (fig 15), nos dice que ese suelo se comporta como suelos morénicos que se levanta por congelamiento de acuerdo al criterio de BESCOW (1935 p. 125). Con respecto a las condiciones de fluidez de los materiales en los que se desarrollan estas estructuras los análisis granulométricos del centro del círculo y del fondo del charco nos dicen que se trata de un material limoso-arcilloso y estos materiales cuando están embebidos en agua pueden moverse fácilmente. Esto se comprueba al observar los pliegues y complicadas figuras que se producen por presiones debajo de la capa congelada de la superficie: ellos se encuentran siempre en terrenos de granos finos como arcillas, limos y arenas; a veces tienen intercaladas capas de ripio. Teniendo en cuenta que: 1) las plantas muertas del círculo central e intermedio están más altas que las plantas vivas, 2) el suelo donde se asientan las plantas se congela después que el suelo que las rodea, daría lugar a que resultantes laterales de las presiones que se desarrollan debajo de la capa congelada de la superficie puedan tener escape por la zona no congelada donde se asientan las plantas; estas presiones pueden llevar suelo fluido abajo de las matas levantándolas; 3) el material del centro del círculo se comporta como un suelo merénico que se levanta por congelamiento y por su fina granulometría puede ser fluido al estar embebido el agua, lo mismo ocurre con el material del fondo del charco, y 4) los círculos se forman en el mismo ambiente donde se inician estructuras criopedológicas. Por todas estas razones debe admitirse que los círculos de gramíneas pueden ser considerados como un proceso criopedológico o de crioturbación. Si consideramos a los círculos como un proceso criopedológico similar a los suelos estructurados, no solamente debemos explicar con los mismos razonamientos ambos procesos, sino que con dichos razonamientos debemos explicar el origen de los diferentes círculos. Si los círculos de gramíneas son un proceso criopedológico ellos deben ser activos cuando los procesos criopedológicos actúan plenamente y deben ser inactivos cuando los mencionados procesos no actúan. Un proceso criopedológico puede detenerse por falta de agua o cuando dejan de actuar las temperaturas de congelamiento. Planteado el problema de esta manera debemos explicar el origen de los diferentes círculos: 1) cuando, las temperaturas de congelamiento en un suelo húmedo y una granulometría fina, matan las gramíneas por levantamiento durante el congelamiento, se forman círculos de plantas muertas y las nuevas crecen ensanchando el círculo (fig 14 y 17); a estos círculos que tienen plantas que mueren y plantas nuevas que crecen se le debe denominar



Fig 18: Círculo inactivo de gramíneas donde están detenidos los procesos de muerte de plantas y formación de nuevos círculos por falta de agua. En la Laguna Diamante a 3.270 m. Foto A. RUIZ LEAL, 1912. 52.

círculos activos; las fig 14 y 17 indican círculos activos formados por dos círculos de plantas muertas y un círculo de plantas vivas. 2) cuando falta el agua aunque las temperaturas de congelamiento sigan persistiendo, dejan de actuar los procesos criopedológicos y las plantas ya no son muertas; el círculo queda estacionario (fig 18); a estos círculos que en un tiempo pasado eran activos y que luego por falta de agua permanecen estables se les debe denominar círculos inactivos; la fig 18 indica un círculo inactivo de gramíneas; se puede ver que se encuentra en un suelo seco y el viento ha iniciado trabajo de erosión o destrucción del círculo. De manera que un campo de círculos activos de gramíneas o de suelos estructurados entra en un período de inactividad sólo por falta de agua aunque las temperaturas de congelamiento y descongelamiento sigan persistiendo. Esta falta de agua puede ser debido a: disminución de las precipitaciones, cambios en el drenaje, descenso de la napa freática etc. Años de grandes precipitaciones son años de estructuración del suelo y de las plantas; años secos son años de poca actividad de estructuración. De manera que la evolución del relieve y los cambios de las condiciones del agua son factores fundamentales para la formación, crecimiento y destrucción de las estructuras del suelo y de las plantas. Con estas consideraciones criopedológicas nos falta explicar ahora, porqué en la

misma zona donde hay círculos activos e inactivos hay también gramíneas que crecen sin formar círculos. Considerando que los círculos activos de gramíneas y las estructuras del suelo son producidas por los mismos procesos i.e.: temperaturas de congelamiento y descongelamiento, humedad óptima en ese período de congelamiento y una granulometría fina, las gramíneas no deben crecer formando círculos en suelos secos y gruesos, por lo tanto donde las gramíneas no crecen en círculo el suelo no debe estar estructurado.

III. El congelamiento del suelo en las construcciones y otras actividades

Los efectos prácticos que el congelamiento plantea, en estas partes de la R. Argentina, se reducen a la capa superior del suelo que se congela durante el invierno y que en el verano permanece completamente descongelada. Para la zona de la Estación de Altura Perón en 3.852 m, es posible que, además de los problemas de la capa superficial, existe lo que se denomina un pergelisol (BRYAN 1946 p. 640) o permafrost (MULLER 1947) o sea un suelo permanentemente congelado (CORTE 1953 p. 49).

Caminos: La obstrucción de caminos por efectos del movimiento del suelo en el volcán Tuzgle, se inicia a los 4.800 m. A lo largo del camino se encuentran suelos en banda y estructura migajosa. En la zona de la laguna Diamante la obstrucción de caminos empieza a los 3.800.

Labores mineras: En la excavación de socavones para la exploración minera el congelamiento plantea dificultades que es necesario vencer. En el volcán Tuzgle, el congelamiento de la capa superficial crea dificultades desde, los 4.700 m.

Conducciones de agua: En el trazado de cañerías para la conducción de agua un aspecto que debe tenerse muy en cuenta es el de la profundidad del congelamiento invernal. En San Antonio de las Cobres a 3.774 m, o sea a 1.000 m, más abajo del límite inferior de los procesos criopedológicos la profundidad del congelamiento llega a 1 metro. En Ushuaia, a 750 más abajo del límite inferior regional, la profundidad del congelamiento llega a 70 cm.

Agronomía: El autor no dispone de informaciones sobre los efectos del congelamiento del suelo de la capa arable. Es seguro que en Tierra del Fuego, donde se observan estructuras de congelamiento, al nivel del mar, se pueda presenciar dicho fenómeno.

IV. Sumario

Considérase la existencia de diferentes límites de procesos criopedológicos: 1) el límite más inferior donde aparecen estructuras, 2) el límite regional de estructuras de 5—30 cm, 3) el límite que sigue más arriba se caracteriza por poseer grandes estructuras mayores de 1 m y 4) el límite superior de los procesos criopedológicos por sobre el cual ya no aparecen estructuras; en la Puna sobre los 6.300 y en Mendoza por sobre los 5.200 no deben producirse estructuras criopedológicas. Se hace ver además que en la zona donde actualmente se forman estructuras de 5 y 300 cm, los registros de las temperaturas en 5, 10 y 20 cm de profundidad indican que esa capa de suelo permanece continuamente congelada durante el invierno y continuamente descongelada en el verano; entre el 15 de marzo y el 9 de abril se produjeron congelamientos y descongelamientos diarios solamente en la capa de 5 cm de profundidad. Será necesario investigar que estructuras es capaz de producir la fluctuación de la capa en 5 cm.

Charcos que presentan selección de material en sus orillas son considerados como la iniciación de estructuras del suelo; junto a estos charcos se encuentran lados de polígonos incipientes.

En un suelo estructurado de 11 años se han formado polígonos cuyos lados están formados por selección de material.

Dentro de la zona de procesos criopedológicos se encuentran círculos de gramíneas formados por tres círculos concéntricos: 1) un círculo interno congelado y levantado, formado por plantas muertas, viejas y crioturbadadas; 2) un círculo intermedio congelado, formado por plantas muertas recientemente y también levantado y 3) un círculo externo de plantas vivas que crecen más abajo en la superficie horizontal. A causa de que: 1) se forman en el mismo ambiente círculos de gramíneas y suelos estructurados, 2) el material del círculo analizado se levanta por congelamiento y cuando húmedo puede ser fluido, y 3) las plantas muertas de los círculos internos se encuentran levantadas mientras que las plantas vivas crecen a unos 15 cm más abajo, se sienta la hipótesis que los círculos de *Poa* sp. (gramíneas) deben ser producidos por levantamiento durante el congelamiento. Por estas razones se considera a los círculos que se forman dentro de la zona de procesos criopedológicos como un proceso criopedológico.

Considérase que desde el punto de vista criopedológico hay dos clases de círculos de gramíneas: activos e inactivos. Círculos activos serían aquellos cuyas plantas mueren en los períodos de congelamiento desarrollándose nuevos círculos exteriores; círculos inactivos serían aquellos cuyas plantas ya no mueren a causa de los procesos criopedológicos por que a falta de agua se ha detenido el proceso. Un proceso criopedológico puede detenerse por falta de agua aún cuando las temperaturas de congelamiento sigan persistiendo. Los cambios en las condiciones del agua y del relieve son factores fundamentales para la formación, crecimiento y destrucción de las estructuras del suelo y de los círculos de gramíneas.

V. Bibliografía

- ANDERSSON, J. G. Contributions to the geology of the Falkland Islands; Schwedische Südpolar Expedition, 1901—03, 38 págs. 1916.
- BESCOW, G. Tjälbildningen och tjällytingen, med särskild hänsyn till vägar och järnvägar; Statens Väginstitut, Stockholm. Meddelande 48; 242 págs; With an english summary: Soil freezing and frost heaving 1935.
- BRYAN, K. Cryopedology, the study of frozen ground and intensive frost action. With suggestions on nomenclature; Am. Journal of Sc. (234) sept.: 622—642. 1946.
- CAILLEUX, A. et TAYLOR, G. Criopédologie. Etude des sols gelés; Actualités Scientifiques et industrielles, 1203, Exp. Polaires Françaises; Missions Paul Emile Victor. (IV): 218 págs. Compendio bibliográfico con 1529 citas. 1954.
- CATALANO, I. R. Contribución al conocimiento de los fenómenos geofísicos atmosféricos; Dirección de Minas Geol. e Hidr. Pub. N:º 24; 77 págs. 1926.
- CORTE, A. E. Contribución a la morfología periglacial de la alta cordillera con especial mención del aspecto criopedológico; An. del Departamento de Investigaciones Científicas, Universidad de Cuyo (I) 2: 1—54. 1953.
- CORTE, A. E. Resultados científicos de la expedición Antártica Argentina en el verano 1952—53; inédito. 1953.
- GEIGER, R. Das Klima der bodennahen Luftschicht; Die Wissenschaft. Band 38; 460 págs 195 fgs; Friedrich Vieweg & Sohn Braunschweig. 1942.
- GÜSSFELDT, P. Reise in den Anden von Chile und Argentinien; 314 págs Berlín. 1888.
- HALLÉ, Th. G. On the geological structure and history of the Falkland Islands; Bull. Geol. Inst. Uppsala. (XI): 115—216. 1911.
- HOPKINS, D. M. and SIGAFOOS, R. S. Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula Alaska. Geol. Survey Bull. 974—c: 51—101. 1950.
- HOPKINS, D. M. and SIGAFOOS, R. S. Discussion. Role of frost thrusting in the formation of tussocks; Am. Journal of Science, (252) January: 55—59. 1954.
- KÜHN, F. Estudios geográficos en las altas cordilleras de San Juan Dción de Minas Geol. e Hidr. Bol. N:º 8, Serie B, Geología: 44 págs. 1914.
- LLIBOUTRY, L. The origin of penitents: The Journal of Glaciology; (2) 15:331—338. 1954.
- MULLER, S. W. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems; IX y 231 págs; J. W. Edwards Inc. Ann. Arbor. Michigan. 1947.
- NORDENSKJÖLD, O. and MECKING, I. The geography of polar regions; Am. Geogr. Soc. Special Pub. N:º 8. 1928.
- THORARINSSON, S. Notes on patterned ground in Iceland with particular reference to the Icelandic »Flás»; Geogr. Annaler (33) 3—4:129—156. 1951.
- TROLL, C. Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde; Geol. Rundschau, (34) 7—8:545—694. 1944.

Suelos podsólicos de Tierra del Fuego. Su caracterización petrológica

Dr. ALEJANDRINA I. A. CROTTI DE ÚBEDA MOLINA

Buenos Aires

Introducción

El presente trabajo, realizado en el Instituto de Suelos y Agrotecnia dependiente del Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Nación (Repúb-



Fig. 1.

lica Argentina), tiene por finalidad contribuir al conocimiento de la naturaleza y procesos edáficos que se produjeron en dos suelos desarrollados sobre esquistos, en base principalmente a observaciones petrográficas.

Los perfiles estudiados proceden del sud de la Isla Grande de Tierra del Fuego (República Argentina): uno de ellos, de las inmediaciones del Destacamento Las Cotorras (valle del Río Tierra Mayor) y el otro de Puerto Español (Bahía Aguirre). Ambos están desarrollados sobre esquistos que geológicamente corresponden a la «formación de Yahgan» acerca de cuyos caracteres geológicos, extensión geográfica y naturaleza petrológica, daré más adelante una reseña basada en las investigaciones de KRANCK.

Además, en conversaciones sostenidas con el Dr. VÄINÖ AUER, destacado geólogo finlandés contratado por el Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Nación, he obtenido algunas informaciones referentes a vegetación, pendientes, etc., resultado de su propio conocimiento de la región, que me fueron de mucha utilidad para la interpretación de los perfiles y por las cuales me siento sumamente agradecida.

Al Ing. JUAN PAPADAKIS, conocido ecólogo griego, también contratado por este Ministerio, agradezco la gentileza que tuvo al leer y darme su opinión acerca de la parte edafológica de este trabajo, antes de ser entregado para su publicación.

El proceso de podsolización

Si bien el mecanismo de la podsolización es un proceso complejo, daré brevemente sus lineamientos generales, así como los caracteres que le imprime al perfil.

El término *podsol* se aplica a suelos caracterizados por la presencia de un horizonte blanco o ceniciento formado por intenso lavado por soluciones ácidas, lo cual requiere la combinación de varios factores: clima frío y húmedo y vegetación adecuada; ello determina una abundante acumulación de materia orgánica en la superficie y un tipo especial de descomposición que proporciona ácidos de gran poder disolvente; además influye la naturaleza del material madre.

Bajo estas condiciones se desarrolla un perfil peculiar, que en el podsol típico muestra los siguientes horizontes:

A₀₀. — Hojas y residuos no descompuestos. A este horizonte también se le llama L (litter).

A₀. — Hojas descompuestas. Comprende dos capas: F (capa de fermen-

tación) en la cual se reconocen las hojas y la especie a que pertenecen; y H (capa de humificación) en la que no se identifican ya los residuos vegetales.

A₁. — Materia orgánica mezclada con material mineral. Esta capa generalmente no existe en el podsol típico.

A₂. — Horizonte silíceo, de eluviación máxima, blanco o gris, más o menos arenoso.

A₃. — Horizonte de transición hacia B, con predominio de los caracteres de A.

B₁. — Horizonte húmico de transición hacia A, con predominio de los caracteres de B (generalmente falta).

B₂. — Horizonte de máxima iluviación, con acumulación de sesquióxidos de hierro y aluminio; color castaño; a veces endurecido.

B₃. — Horizonte de transición hacia C, más claro que el anterior.

C. — Material madre, es decir, roca madre temperizada.

D. — Roca madre, fresca.

Los aspectos de campo característicos de un podsol son: la capa de materia orgánica no incorporada, el horizonte A₂ blanco o gris y el horizonte B castaño a castaño oscuro; pero en casos menos definidos es necesario recurrir al análisis para poner en evidencia el proceso de podsolización. En suelos agrícolas, la capa de materia orgánica no incorporada está mezclada con los horizontes minerales superficiales como consecuencia de las labores y en gran parte perdida por descomposición.

El clima debe ser bastante frío para que la descomposición de la materia orgánica no origine humus dulce (mild) sino humus ácido; por ésto del VILLAR llama a estos suelos oxihúmicos. Debe ser, además, bastante húmedo para permitir un cierto lavado, de cuya intensidad depende la profundidad del perfil.

La vegetación típica de los suelos podsólicos, como se observan en el hemisferio N, es el bosque de coníferas, aunque también puede haber podsolización con árboles de hoja caduca y con brezales. Las coníferas son las más apropiadas porque sus hojas contienen pocas bases y además abundantes resinas y otras sustancias que las preservan de la descomposición. No siendo normal la humificación de los residuos acumulados en la superficie del suelo, por acción de hongos principalmente, se forman productos ácidos (sobre todo ácidos húmicos libres) que atacan intensamente el material mineral.

Esta solución ácida disuelve las bases, incluídos los sesquióxidos y de esta manera se origina el horizonte A₂ de máxima eluviación, que se hace ácido y se empobrece en sesquióxidos, quedando sílice residual, principalmente en forma de cuarzo; de ahí el color blanco o grisáceo del horizonte A₂, cuya

textura es más bien gruesa (limo o arena), por haber sido atacados los materiales más finos.

Las sustancias lavadas del horizonte A se acumulan en el B, salvo las sales solubles que son lixiviadas hasta el agua del subsuelo. Varias causas han sido sugeridas por distintos investigadores para explicar esta acumulación de los sesquióxidos en el horizonte B: acción floculante de las bases, cambio de estado del hierro ferroso a férrico, disminución de la porosidad, desaparición de una parte de los ácidos orgánicos por descomposición microbiana y de una parte del agua por absorción por las raíces a medida que la solución ácida desciende en el suelo; pero posiblemente todas ellas contribuyan a la vez en mayor o menor grado. Así es que en B₂ precipitan los sesquióxidos (el de hierro más arriba que la alúmina). En B₁ se acumula humus, procedente de las raíces, por ser allí las condiciones más favorables para su crecimiento que en A₂ y por ser el suelo menos suelto. Según las cantidades relativas de humus y de hierro se reconocen podsoles húmicos y podsoles férricos; en este último caso pueden formarse capas endurecidas (ortstein).

El color castaño de B₂ se hace más claro al pasar a los horizontes inferiores. En el horizonte C no hay deposición apreciable de sustancias; este horizonte representa el material madre, constituido por la roca madre temperizada.

Todo el perfil, por lo menos arriba de C, tiene reacción ácida, pero los valores más bajos de pH (3,8—4,5) se encuentran generalmente en la capa de humificación o en A₁.

Si bien, de acuerdo al concepto regional de formación de suelos, cualquier material madre en un ambiente dado puede llevar finalmente a la producción de suelos similares, es evidente que, según la naturaleza de dicho material, será distinta la velocidad con que se cumple el proceso y, de acuerdo a lo expresado por JENNY, llevando este razonamiento un poco más allá, es concebible que las variaciones en la permeabilidad al agua no sólo afecten la velocidad con que se desarrolla el tipo regional de suelo, sino también en casos extremos, que puedan dar lugar a la génesis de diferentes tipos de suelos climáticos y a perfiles aclimáticos. En el caso particular de los podsoles y suelos similares el proceso es favorecido por un substrato permeable y pobre en bases. Los perfiles más fuertemente desarrollados se encuentran sobre arenas cuarzosas, que son materiales permeables y naturalmente pobres en bases, de modo que, aunque el clima no sea extremadamente húmedo y frío, se produce un rápido empobrecimiento y la única vegetación posible es la de coníferas o brezales, que subsisten aún con exiguas reservas minerales en el suelo, continuando la evolución en la forma ya expuesta. Dice ROBINSON

que si toda Inglaterra fuera una región de arenas sueltas como los Bagshot Beds, en el mapa de suelos estaría representado por un área de podsoles. En el norte de Europa, SCHERF observó suelos pardos de bosque desarrollados sobre morenas, mientras las arenas adyacentes estaban fuertemente podsolizadas. POLYNOV da otro ejemplo similar para los podsoles que se encuentran en Rusia entre la zona de la tundra y de los chernozem del sud. Y como éstos se podrían citar muchos otros casos. Resulta evidente, entonces, que la distribución de los podsoles está marcadamente influenciada por las condiciones geológicas.

Existen todos los grados y gradaciones de podsolización; a medida que varían los factores pedogénicos se pasa de los podsoles térricos a los podsoles húmicos y a suelos afines (suelos grises de bosque, suelos pardos o Braunerde, etc).

Reseña petro-geológica

Los sedimentos de la Cordillera Central de Tierra del Fuego fueron divididos ya por DARWIN en dos grupos, comprendiendo el primero los esquistos altamente metamórficos de la parte W del Canal de Beagle y el segundo, principalmente los esquistos filíticos oscuros de la parte E de dicho canal y del archipiélago que se encuentra al S; este último grupo lo designó con el nombre de «formación de las pizarras arcillosas» pero se demostró luego que ella comprende sedimentos de distintos sistemas geológicos (Jurásico, Devónico, Cretácico).

Por no disponer de observaciones que le permitieran establecer la edad exacta de esta formación de la Cordillera Central, y a fin de evitar confusiones con la «formación de las pizarras arcillosas» de DARWIN, que comprende principalmente sedimentos más jóvenes, de edad cretácica, KRANCK utilizó la denominación «formación de Yahgan» (según los primeros habitantes de la región) como designación local para las pizarras oscuras menos metamorfoseadas y rocas correlacionadas que se encuentran en la parte sudeste de esta región, es decir en los alrededores del Canal de Beagle, tanto en la Isla Grande como en las islas de la Cordillera de la Costa (Navarino, Hoste y Gordon).

Rocas muy similares se encontraron también en el interior, es decir al N de los Esquistos Centrales. Se trata de un grupo de sedimentos menos alterados que estos esquistos, que ocupan las partes más altas de la Península Buckland (donde yacen discordantemente sobre los Esquistos Centrales metamórficos), la porción sud del Seno del Almirantazgo y los alrededores

del Lago Fagnano. Este grupo, que ha sido llamado «formación del Monte Buckland» de acuerdo a la localidad más típica y menos modificada, evidentemente pertenece a la misma formación que las pizarras filíticas y rocas conexas de Yahgan.

Tanto la «formación de Yahgan» como la de Buckland, consisten generalmente en sedimentos oscuros de grano más bien fino, de aspecto filítico, que comprenden comunmente argillitas, ftanitas, esquistos margosos y grauvacas. La buena estratificación y el carácter petrográfico de estas rocas, demuestran que se han depositado en agua y evidentemente no demasiado próximas a la costa. Su origen marino, por otra parte, queda definitivamente probado por la presencia de microfósiles en abundancia; estos fósiles son radiolarios y globigerinas, probablemente de diferentes tipos.

De acuerdo a lo expuesto, KRANCK opina que, si bien hasta ahora no se dispone de pruebas concluyentes, las formaciones de Monte Buckland y de Yahgan son de la misma edad, pues no sólo son similares los tipos de roca y la secuencia estratigráfica, sino también los restos fósiles que contienen: ambas formaciones encierran abundantes microfósiles y son, en parte, típicas radiolaritas; sin embargo, la fuerte alteración hace imposible una determinación más aproximada, y por lo tanto parece conveniente usar el nombre local hasta que queden definitivamente establecidas las relaciones de edad.

Una división estratigráfica detallada de la serie de Yahgan, es hasta ahora imposible, hasta que se obtengan más datos acerca de la tectónica y de la posición estratigráfica de los diversos estratos de distintas partes del área, pero naturalmente es muy probable que contenga sedimentos depositados en diferentes épocas. Si bien las observaciones son demasiado escasas para cualquier división definida de la formación de Yahgan, sin embargo pueden distinguirse, con muchas probabilidades, por lo menos los siguientes grupos de rocas:

1. Grauvacas y argillitas fosilíferas, por lo general comparativamente ricas en carbonato.

2. Ftanitas fosilíferas y argillitas.

3. Pórfidos cuarcíferos y las correspondientes rocas tufíticas parcialmente interestratificados con esquistos fosilíferos.

Entre 1. y 2. probablemente hubo intensa actividad volcánica, cuyas trazas perduran en las propilitas de la Isla Hoste y las rocas andesíticas del Río Douglas, en Navarino.

La edad exacta de la formación de Yahgan es hasta ahora difícil de determinar. HYADES supone que puede ser tan antigua como carbónica o pérmica, y a juzgar por el carácter general de sus radiolaritas, ésto parece muy probable.

En cualquier caso es mucho más antigua que los últimos movimientos orogénicos de Tierra del Fuego, y puede ser paleozoica.

La formación de Yahgan, incluso la serie de Buckland, fué plegada junto con los Esquistos Centrales, y por lo tanto es difícil decidir si después de la estratificación se produjo algún plegamiento de importancia o si los diferentes grados de deformación dependen principalmente de circunstancias tectónicas locales.

Las pizarras fosilíferas de la formación de Yahgan y de la serie de Buckland están sólo ligeramente alteradas por recrystalización, aunque la deformación es a menudo muy fuerte, dando lugar a cortes y microplegamientos o arrugamientos y también a la milonitización de las rocas. En conexión con esta última hay siempre una neuva cristalización de minerales microscópicos indeterminables, escamosos o aciculares, a menudo sericíticos, pero que también consisten en talco, actinolita, etc. A lo largo de las fisuras se han depositado cuarzo y calcita de varias generaciones. El grado de deformación es muy diverso en las diferentes localidades del área y a menudo varía dentro de un pequeño espacio. En algunos lugares en que los movimientos han sido fuertes, las pizarras están deformadas en filitas con un clivaje perfecto a lo largo de los planos de corte, con granos minerales lenticulares, aplastados, triturados; sin embargo, en la mayor parte de los casos se ha preservado bien la estructura original y los microfósiles son, si no determinables, generalmente identificables.

La formación de Yahgan, desde el punto de vista tectónico, forma una sección comparativamente bien definida. Los sedimentos por lo general están fuertemente plegados, pero no metamorfoseados en muy alto grado. En las montañas de la costa norte del este del Canal de Beagle, Montes Martial, Monte Sorondo, Monte Olivia, etc., los pliegues son generalmente simples y sólo ligeramente inclinados. En Ushuaia el plano de plegamiento es casi vertical; hacia el norte se acentúa el plegamiento y contemporáneamente la intensidad de la deformación aumenta. Al N del Monte Olivia se entra en una zona fuertemente milonitizada. El plegamiento de la formación de Yahgan, sin duda, ha tenido lugar a presión comparativamente baja y a alto nivel. La deformación y alteración mecánica en grado considerable sólo ha actuado a lo largo de zonas limitadas de corte.

La formación del Monte Buckland, a lo largo del frente de la Cordillera, como ya se dijo, corresponde estratigráficamente a los sedimentos de Yahgan, pero tiene una tectónica ligeramente distinta. Los estratos están más deformados y han sido influenciados por movimientos más fuertes.

Material y métodos

Las muestras que componen los dos perfiles fueron extraídas por V. AUER y NOEL C. URIONA durante una campaña de reconocimiento geodafológico que realizaron en el verano de 1948, enviados por el Instituto de Suelos y Agrotecnia.

Dichas muestras corresponden a la roca fresca, el material madre, el suelo y los productos intermedios de transformación. Por lo tanto, para su estudio fué necesario el empleo de los distintos métodos microscópicos usuales en Petrografía. En el caso de la roca madre y de sus fragmentos poco desintegrados presentes en las capas superiores, por tratarse todavía de materiales tenaces, se pudieron practicar cortes delgados de un espesor entre 20 y 25 micrones; en cambio los materiales pulverulentos resultantes de su progresiva alteración y el suelo, se estudiaron por el método de inmersión en líquidos de índice de refracción conocido.

Los mencionados cortes delgados y algunas otras preparaciones destinadas a ser conservadas, fueron eficazmente realizadas por el señor ANTTI V. AUER, ayudante de este Laboratorio de Petrografía; y en los casos en que la cohesión del material lo permitía, además de secciones microscópicas paralelas, preparó también secciones perpendiculares a los planos de esquistosidad de la roca.

Las descripciones se basan principalmente en el estudio de las muestras mediante el microscopio petrográfico, así como en su observación megascópica. También se efectuaron determinaciones potenciométricas de pH, por las cuales expreso mi agradecimiento al Dr. ROBERTO CARAVELLO que las realizó, y algunos ensayos químicos cualitativos para aclarar la naturaleza de ciertos minerales.

Las microfotografías que ilustran este trabajo fueron realizadas por el fotógrafo de este Instituto, señor GASPAR CAUSA.

Descripción de los perfiles

En ambos casos se trata de suelos formados sobre los esquistos paleozoicos de la «formación de Yahgan».

Perfil de Las Cotorras

El lugar de procedencia tiene una pendiente de alrededor de 20° y se encuentra unos 3 km al W del Destacamento de Policía de Las Cotorras, en el valle del Río Tierra Mayor. Dicho valle corre de W a E entre la Cordillera Alvear y la Sierra Sorondo y el río que lo surca desemboca en el Canal de Beagle, cerca de Puerto Harberton.

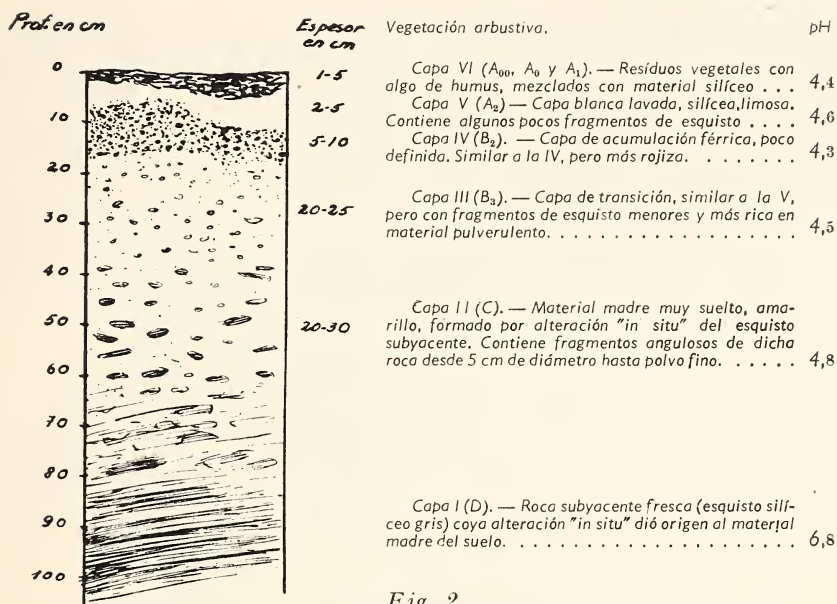


Fig. 2.

La región cuenta con precipitaciones de 800—1000 mm, a las cuales se suman las aguas que bajan de los turbales desarrollados en los sitios más altos de las montañas.

A juzgar por los datos procedentes de Ushuaia las temperaturas medias del lugar serían: 10°C para el mes más cálido, 1°C para el mes más frío y 6°C como temperatura media anual.

En los alrededores crecen bosques con *Nothofagus antarctica* (ñire), *Nothofagus pumilio* (lenga), *Berberis buxifolia*, etc., pero el lugar exacto de donde procede al perfil, por hallarse en pendiente y, en consecuencia, por poseer un suelo poco profundo, sólo soporta una vegetación arbustiva.

El perfil, tal como se describe en este trabajo, está limitado a la región comprendida desde Las Cotorras hasta pocos km al W y se caracteriza por la presencia de una capa superficial blanquecina. Este material blanco en algunos lugares se concentra en gran cantidad, dando la impresión, en estos casos, de que en parte hubiera sido arrastrado por el agua desde los sitios más altos, habiéndose acumulado en mayor proporción en las pequeñas depresiones de la ladera. Perfiles parecidos, si bien mucho menos característicos en lo que respecta al espesor y nitidez con que se presenta la capa cenicienta, se observan en muchos otros lugares de Tierra del Fuego, con precipitaciones y rocas madres similares.

En el Museo Edafológico de este Instituto existe un monolito (en cuya extracción intervinieron el Dr. AUER y el geólogo URIONA) que representa el aspecto más típico y generalizado del suelo desde Las Cotorras hacia el oeste y en el cual distingo la secuencia de capas que indico en la figura 2.

En todo el espesor del monolito, es decir hasta 0,60 m de profundidad, se observan raíces. Daré la descripción de las capas de abajo hacia arriba para poder seguir paso a paso la transformación de la roca madre y la aparición del suelo. Para designarlas prefiero utilizar números romanos en lugar de las letras usuales que harían pensar en horizontes bien definidos dentro del perfil, porque en este caso algunos procesos no son tan manifiestos.

Capa I: Está representada por la roca fresca a cuyas expensas se ha formado el suelo (horizonte D).

Se trata de un Esquisto Silíceo Gris Oscuro que al parecer corresponde a los «cherty schists» que menciona KRANCK para las regiones de Ushuaia y Monte Olivia.

Sus caracteres megascópicos son los siguientes:

Se trata de una roca compacta, con marcada y fina esquistosidad. Es de color gris pizarra en las partes frescas, pero en las superficies alteradas, que generalmente coinciden con los planos de esquistosidad (según los cuales se produce a veces una ligera separación), adquiere color rojizo o bien se forma un material pulverulento amarillo, característico; en otras partes la roca se vuelve gris clara o blanquecina pero conserva casi la misma cohesión original.

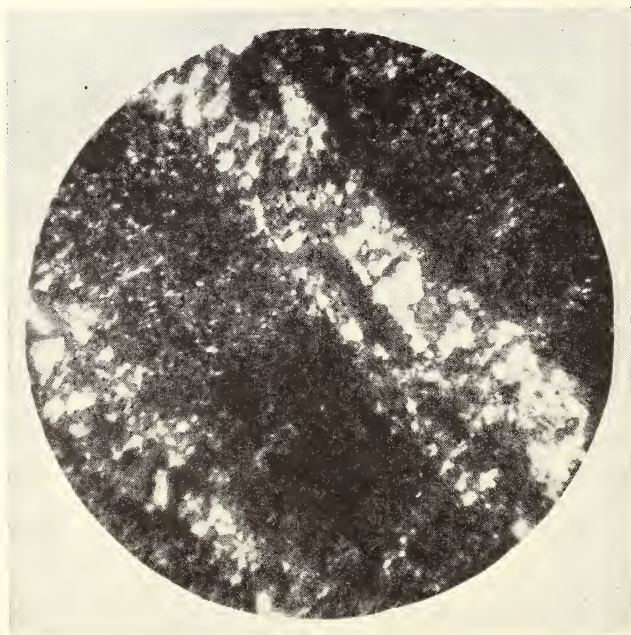


Fig. 3. Aspecto microscópico del esquisto silíceo gris oscuro a cuyas expensas se formó el suelo de Las Cotorras. La fina masa constituida por calcedonia, cuarzo, sericita (?), titanomagnetita y carbón, se halla atravesada por algunas vetitas de cuarzo. Con analizador, 80 X. Corte delgado paralelo a la esquistosidad.

La observación microscópica de los cortes delgados paralelos a la esquistosidad (Fig. 3) revela que el grano es extremadamente fino y en su mayor parte consiste en calcedonia granular muy fina y cuarzo; este último se presenta en granos más grandes que los de calcedonia y sobre todo en calidad de relleno de dos sistemas de delgadas fisuras perpendiculares entre sí, originadas como consecuencia de la deformación mecánica que afectó a la roca. También contiene gran cantidad de finísimas pajuelas de un mineral ligeramente verdoso (posiblemente sericita), indeterminable, y partículas muy finas o medianas, opacas, a las cuales se debe el color gris oscuro de la roca. Estas partículas en su mayor parte son de titanomagnetita algo alterada, según lo indicaría su color amarillo blancuzco en luz reflejada y según lo confirman los resultados positivos que se obtuvieron con las reacciones para hierro y titanio, así como el color rojo obtenido por calcinación del polvo a 800°C; en menor proporción habría también partículas carbonosas. Además, epidoto en muy poca cantidad.

En algunas partes, por recristalización, esta roca adquirió aspecto cuarcífico, con un consiguiente aumento en el tamaño del grano. En una de las preparaciones se pudo observar la existencia de superficies de deslizamiento, que se ponen en evidencia por un mayor enriquecimiento en el mineral verdoso (ya de color algo más definido y de un tamaño algo mayor), cuya orientación coincide con una de las dos series de fisuras, formada como consecuencia de dicho deslizamiento y corte.

Además, en las grietas se observan concentraciones de óxido férrico hidratado.

Capa II: Puede identificarse con el horizonte C. Es muy suelta y representa el material madre del suelo, formado, a su vez, a expensas de la alteración «in situ» del esquisto silíceo que se acaba de describir y hacia el cual hace transición.

Tiene aproximadamente 20 cm de espesor y está constituida principalmente por fragmentos angulosos de hasta 5 cm de diámetro que por alteración han adquirido en su superficie color amarillento o rojizo y que interiormente son más claros que el esquisto subyacente. Sin embargo, la observación microscópica de estos fragmentos no revela diferencias con la roca fresca, salvo la disminución de las partículas opacas.

Este material fragmentado ofrece todas las gradaciones hasta polvo fino.

Capa III: Se puede considerar como horizonte B₃, pues hace transición hacia el material madre. Los fragmentos de roca que contiene son más pequeños (2 cm de diámetro como máximo) y en ella el material pulverulento predomina y adquiere color amarillo intenso, constituyendo a veces agregados muy fáciles de romper.

La observación microscópica del polvo amarillo denota que está compuesto por pequeñísimos fragmentos del esquisto y por partículas individuales de los minerales que lo constituyen, entre los que se destacan con claridad las pajuelas sericíticas (?). La mayor diferencia reside en la intensa impregnación con óxido férrico hidratado, que actúa como cemento; también en la incorporación de escasísimos elementos extraños: células vegetales silicificadas y ceniza volcánica ácida incolora.

También esta capa es muy suelta.

Capa IV: Correspondería al horizonte B_2 , de acumulación férrica. Tiene un espesor que varía entre 5 y 10 cm y es muy similar a la anterior pero de color amarillo rojizo, con más raíces y mayor cantidad de agregados.

Al observarla al microscopio se nota que los fragmentos de roca, todavía existentes, se siguen pareciendo al esquisto original, sólo que están más teñidos por óxido férrico hidratado.

Asimismo, el material fino y pulverulento consiste en pequeñísimos trocitos de la roca madre y sus minerales aislados, pero está desprovisto de los gránulos opacos que se observaban anteriormente y que al descomponerse por completo han determinado, en parte, esta mayor impregnación en óxido férrico hidratado y en consecuencia la mayor agregación. Se individualizan abundantes restos vegetales, de color rojizo, poco transformados. Como componente nuevo, se observó en escasísima cantidad biotita rojiza con inclusiones de rutilo acicular.

Capa V: Es la capa más típica del perfil y se puede definir como el horizonte lixiviado A_2 . En su parte inferior hace una ligera transición hacia B_2 . Su espesor varía entre 2—5 cm y se caracteriza por su color blanco y por su textura limosa. Contiene fragmentos de esquistos, pero en mucha menor proporción y de menor tamaño (hasta 1 cm de diámetro). Este horizonte se encuentra algo consolidado, pero sus partículas se desprenden al frotarlo y se rompe con facilidad por presión. La parte superior está agregada en gránulos con mezcla de humus. Se observan raíces y algo de materia orgánica humificada.

Examinándolo al microscopio se comprueba que son casi exclusivos los minerales silíceos, es decir la finísima calcedonia granular y el cuarzo, este último en granos de mayor tamaño que la calcedonia, que dan cierta aspereza al tacto. Esta sílice se presenta en forma de granos minerales aislados o bien en partículas compuestas, con sus minerales asociados como en el esquisto. Como componentes accesorios procedentes de otras fuentes, se observan: vidrio volcánico ácido, incoloro principalmente (aunque también lo hay pardo claro), algunos pocos restos vegetales rojizos, muy escasas células silicificadas y muy escasos granos de polen, zircón y hornblenda verde.

Por lo tanto, en este horizonte se han perdido las pajuelas sericíticas (?) y el óxido férrico hidratado, que fué eluviado hacia partes más profundas.

Capa VI: Es el horizonte más superficial; correspondería al A_{00} , A_0 y A_1 que no se individualizan aisladamente.

Su espesor es de 1—5 cm y está formado por tallos, hojas, trocitos de corteza de plantas superiores, musgos, entremezclados con gránulos de hasta 1 cm de diámetro constituidos por una mezcla de polvo silíceo blanco, material húmico y a veces pedacitos de raíces; contiene también muy pocos fragmentos de roca.

Dichos gránulos vistos al microscopio revelan constitución similar a la del horizonte A_2 , pero son más ricos en vidrio volcánico y células vegetales silicificadas y contienen elevada proporción de restos de plantas más o menos descompuestos.

Resumen: Este suelo se ha formado por alteración «in situ» de un esquisto silíceo gris oscuro, compuesto por cuarzo (SiO_2), calcedonia (SiO_2), sericita

(?) $[K Al_2 (OH)_2 (Al Si_3 O_{10})]$, gránulos opacos de titanomagnetita ($Fe_3 O_4$ con parte del hierro férrico reemplazado por titanio) y algo de carbón y epidoto.

La desintegración física en fragmentos cada vez más pequeños y la oxidación de los gránulos opacos ha dado lugar a la formación de un material suelto, pedregoso y pulverulento, de color amarillo, que constituye el material madre del suelo. Como consecuencia de un lavado intenso se ha ido diferenciando un horizonte blanco, lixiviado (A_2), de textura principalmente limosa, en el que perduran solamente los minerales silíceos del esquisto y al que se han incorporado en pequeña cantidad, nuevos componentes, sobre todo vidrio volcánico ácido. Las pajuelas sericíticas (?), de dimensiones coloidales, se han perdido lo mismo que el óxido férrico hidratado que ha sido eluviado hacia el horizonte inferior (B_2) el cual se distingue del horizonte C por su color amarillo más rojizo. En la superficie hay una capita formada principalmente por residuos vegetales.

La presencia de un horizonte ceniciento silíceo, de intensa eluviación, y de un horizonte de iluviación férrico, indican que se trata de un suelo podsólico a cuya formación han contribuido la naturaleza ácida del material madre y el clima frío y húmedo. Los bajos pH constatados en los diversos horizontes del suelo, confirman el carácter podsólico de este suelo, sobre el que se ha desarrollado, además, una vegetación poco exigente en cuanto a elementos nutritivos, característica de suelos de esa naturaleza.

Perfil de Puerto Español

Como en el caso anterior, corresponde a un suelo en pendiente, en una región con bosques de *Nothofagus betuloides* (guindo), *Pernettya*, *Drimys Winteri* (canelo), *Maytenus* (maitén) y otros árboles. Las precipitaciones son un poco más elevadas (algo más de 1000 mm) y soplan fuertes vientos. Puerto Español está situado en la Bahía Aguirre, en la costa SE de la Isla Grande de Tierra del Fuego, ya fuera del Canal de Beagle.

Es éste un perfil similar al de Las Cotorras, pero mucho menos evolucionado. Está igualmente formado sobre un esquisto de la «formación de Yahgan», cuya alteración «in situ» proporcionó el material madre del suelo. No obstante presentar, por su escaso desarrollo, las características de un litosol, este suelo permite reconocer un evidente proceso de podsolización, tanto por la diferenciación de un horizonte silíceo ceniciento, como por la baja acidez que acusa.

En este caso, desafortunadamente, no puedo indicar el espesor de las capas, por no hallarse especificado ese dato en las muestras y no haberme sido posible obtenerlo.

Comenzaré la descripción del perfil por su parte inferior, para poder seguir gradualmente la transformación de la roca madre.

Capa I: Corresponde a la roca madre completamente fresca.

Es un esquisto filítico silíceo negro cuyos caracteres megascópicos — más llamativos son su finísima textura y su marcada fina esquistosidad. Su color casi negro se debe, en gran parte, a la presencia de un pigmento carbonoso, pero también a pequeños gránulos de titanomagnetita, cuya naturaleza fué confirmada por reacciones químicas para el hierro y titanio y calcinado el polvo durante dos horas a 800°C (el color gris original pasó a rojo, por oxidación del hierro).

En algunas partes la roca se raya con la uña, y siempre con una hoja de acero. Con cierta facilidad se separa en hojas, a veces muy delgadas, según los planos de esquistosidad; éstos tienen superficie brillante y en algunas partes muestran microplegamiento.

Se individualizan tres series de finísimas vetitas blancas, rectas, que son grietas producidas por dinamometamorfismo y rellenadas por cuarzo, según se observa al microscopio.

La alteración ha determinado la formación de óxido férrico rojo en las partes afectadas por ella, que coinciden sobre todo con las superficies de esquistosidad.

La observación microscópica revela que se trata de un esquisto de grano muy fino compuesto por serícita, calcedonia y cuarzo y minerales opacos (carbón y titanomagnetita) (Fig. 4).

Pudo obtenerse un corte delgado perpendicular a la esquistosidad y en él se pone claramente de manifiesto que se trata de una esquistosidad laminar muy marcada, fácilmente visible por enriquecimiento en finísimos gránulos opacos y en laminillas sericíticas que se disponen paralelamente a aquélla.

Es una roca similar al esquisto de Las Cotorras, pero más rica en gránulos opacos (de ahí su color más oscuro) y con mucha mayor cantidad de serícita, ya identificable como tal, a pesar de su pequeñez. Estas laminillas de serícita son las que imparten a la roca su carácter más definitivamente filítico.

Se observan capitas casi exclusivamente silíceas en las cuales se aprecia mejor la finísima estructura granular de la calcedonia y del cuarzo y que a veces presentan sesgamiento notorio.

Se ven algunas grietas con óxido férrico hidratado y otras ocupadas por cuarzo con aspecto cuarcítico, lo cual significa que hubo una milonitización posterior a su formación.

Se constató un pH de 5,2.

Capa II: Está constituida por la roca en su primera etapa de alteración. Sobre todo es evidente el cambio de color experimentado y su fragmentación en trozos a veces en forma de tablillas, delimitados por los planos de esquistosidad y otras dos series de clivajes. El color se ha vuelto gris claro con manchas amarillas de óxido férrico hidratado. Es más blanda que la roca fresca, tanto que siempre se raya fácilmente con la uña. Conserva su brillo característico.

La observación microscópica del corte delgado no revela mayores diferencias con respecto a la roca fresca. Como ya lo hace suponer la observación a simple vista, se constata la disminución de los minerales opacos, que se han oxidado, y la presencia de manchas difusas amarillentas y anaranjadas del óxido férrico resultante.

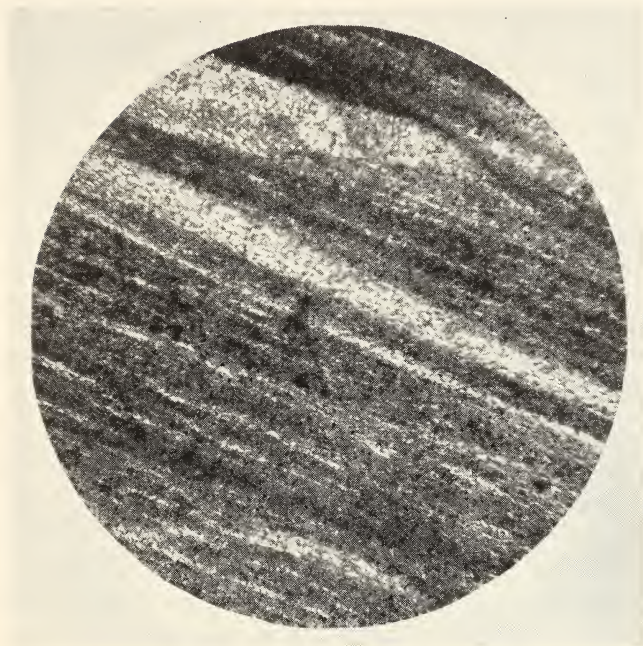


Fig. 4. Aspecto microscópico del esquisto filítico silíceo negro a cuyas expensas se formó el suelo de Puerto Español. Se observan la fina esquistosidad laminar, evidenciada por un mayor enriquecimiento en componentes opacos (carbón y titanomagnetita), así como capitas más claras (con sericita, cuarzo y calcedonia predominantes) con indicios de sesgamiento por metamorfismo dinámico. Sin analizador, 80 X. Corte delgado perpendicular a la esquistosidad.

Su pH es 4,8.

Capa III: A medida que la alteración avanza la roca se fragmenta, se aclara, se hace más friable, deshaciéndose con facilidad en láminas y a sus expensas se va formando un polvillo amarillento.

Al microscopio, es similar a la anterior pero más clara, por disminución de los pigmentos carbonosos y de hierro que se han oxidado. Se ven manchones amarillentos y rojizos de óxido férrico. El polvo está formado por pequeñísimos trocitos de esquisto (desprovisto de gránulos opacos), por laminillas de sericita y partículas silíceas, productos de su completa desintegración; todo ello teñido fuertemente por óxido férrico hidratado.

El material que forma esta capa se puede considerar ya el material madre del suelo u horizonte C. Su pH es 4.

Capa IV: Es completamente suelta, pedregosa, formada en parte por fragmentos laminares del esquisto alterado (desde muy pequeños hasta de unos 5—6 cm de diámetro) y en parte por un material pulverulento procedente de su desintegración, de color blanco amarillento y con aspecto de ceniza; éste se encuentra suelto o agregado en gránulos que engloban algunos pequeños

fragmentos de la roca y un poco de material húmico. También contiene restos vegetales, sin descomponer, y algunos grandes fragmentos de cuarzo de 6—7 cm de diámetro (material morénico), procedente de otros lugares. En conjunto esta capa es de color gris ceniza muy claro.

Observando al microscopio los fragmentos de roca se ven menos partículas opacas y mucho menos óxido férrico hidratado que en las capas anteriores, en consonancia con el color observado a simple vista. El material pulverulento consiste en fragmentos y partículas individuales derivadas del esquisto, pero caracterizadas por un bajo contenido en sericita y en gránulos opacos y por no hallarse teñidos por óxidos férricos a diferencia del polvo de la capa III; es decir que se conservan principalmente los componentes silíceos. Además se comprueba la incorporación de ceniza volcánica ácida incolora y parda, células vegetales silicificadas, anfíbol y espículas de esponjas de agua dulce.

Esta es una capa de transición hacia el horizonte superior. Acusa un pH de 3,7.

Capa V: Si bien es algo más rica en materiales finos y en residuos vegetales no descompuestos, conserva su carácter definidamente, pedregoso también con fragmentos de cuarzo como en la capa inferior.

Los fragmentos de esquisto (de 3—4 cm de diámetro como máximo) exteriormente se han vuelto plateados por su desintegración en un polvo muy fino, blanco, que en parte queda adherido a la roca y en parte se desprende. Este esquisto alterado se separa con facilidad en hojuelas muy finas y las interiores conservan generalmente un color más oscuro y manchas férricas. El polvo formado a sus expensas constituye agregados que engloban los fragmentos más pequeños del esquisto y materia orgánica. Los residuos vegetales son raíces, tallos y hojas de plantas superiores y además musgos y líquenes.

Al microscopio se ve que los fragmentos de esquisto son cada vez más claros, aunque algunos pedacitos todavía están bastante pigmentados. El material pulverulento es similar al de la capa inferior, pero en él se observan, además, restos de tejidos vegetales rojizos y hornblenda.

El pH obtenido para esta capa es de 4,4.

Resumen: Este perfil, si bien menos evolucionado que el de Las Cotorras, refleja un proceso similar. La roca a cuyas expensas se formó el suelo es un esquisto filítico silíceo negro constituido por sericita [$K Al_2 (OH)_2 (Al Si_3 O_{10})$], cuarzo ($Si O_2$), calcedonia ($Si O_2$) y partículas opacas de carbón y de titanomagnetita ($Fe_3 O_4$ con parte del hierro férrico reemplazado por titanio).

Por su desintegración física y oxidación se ha originado el material madre del suelo, que es igualmente muy pedregoso y suelto; también contiene partículas pulverulentas y en conjunto es de color amarillo pardusco. El lavado de este material dió lugar a la aparición de un horizonte de lixiviación, blancuzco, que, debido a la menor alteración conserva todavía un carácter pedregoso. En él se nota la incorporación de componentes extraños, principalmente vidrio volcánico ácido y su parte más superficial se halla entremezclada con

residuos vegetales más o menos descompuestos. Sobre este suelo empobrecido se desarrolla una vegetación de bosque poco exigente.

Las observaciones realizadas y los bajos pH constatados, demuestran que se está frente a un proceso de podsolización, si bien menos marcado que en el caso del perfil de Las Cotorras.

Conclusiones

En base a los datos obtenidos y a las observaciones realizadas, principalmente de carácter petrográfico, se puede llegar a las siguientes conclusiones:

1) Nos encontramos frente a procesos de podsolización que, debido a las condiciones topográficas (pendientes marcadas) no alcanzaron a culminar en podsoles completamente desarrollados. En ambos casos se trata de suelos poco evolucionados, sobre todo el de Puerto Español, que podría incluirse en la categoría de los litosoles.

2) Varios factores asociados han sido propicios para la formación de estos suelos podsólicos. Ellos son: el clima frío y húmedo, la naturaleza ácida del material madre y su elevada permeabilidad.

3) Ambos perfiles están formados sobre esquistos paleozoicos oscuros de la «formación de Yahgan», que fueron estudiados detenidamente al microscopio petrográfico, llegándose a la conclusión de que se trata de esquistos altamente silíceos, de carácter ácido, favorable para un proceso de podsolización.

4) Por temperización estos esquistos se fueron fragmentando en trozos más o menos pequeños hasta polvo fino de color amarillento, como consecuencia de la desintegración física y oxidación del mineral de hierro. Apareció así el material madre del suelo, completamente suelto y muy pedregoso, que permitió un lavado intenso efectuado por las soluciones ácidas procedentes del horizonte superior, donde, como consecuencias de las bajas temperaturas se acumuló materia orgánica ácida. Se diferenció así un horizonte de eluviación bien definido, y, en el caso de Las Cotorras, un horizonte de acumulación férrica, menos notorio.

5) Las determinaciones del pH de los distintos horizontes acusaron, concordantemente, marcada acidez. Asimismo, la cubierta vegetal de bosques o arbustos poco exigentes está en estrecha relación con estos suelos empobrecidos.

6) Perfiles parecidos, si bien mucho menos característicos en lo que respecta al espesor y nitidez con que se presenta la capa cenicienta, se observan en

muchos otros lugares de Tierra del Fuego, con precipitaciones y rocas madres similares.

Estos dos perfiles de suelos representan, por consiguiente, casos excepcionales por la claridad con que se manifiestan y sirven como base para evidenciar el fenómeno de podsolización que en otras regiones de Tierra del Fuego se produce en forma mucho menos notoria.

7) Por lo tanto, el presente trabajo constituye un aporte para el conocimiento y clasificación de los suelos del país y en consecuencia para la confección del mapa edafológico; y ha permitido constatar por primera vez por comprobación directa (mediante un estudio petrológico), la existencia de suelos podsólicos en la Argentina, con sus características propias.

Quiero hacer notar una coincidencia que considero interesante. Poco después de haber sido concluído este estudio, el Ing. PAPADAKIS, que aún no conocía este trabajo, pronunció en la Sociedad Científica Argentina una conferencia en la cual, según sus propias investigaciones basadas en datos climáticos, llegaba a la conclusión de que, en la faja Sud de la Isla Grande de Tierra del Fuego, deberían existir suelos podsólicos.

Obras consultadas

- JENNY, HANS. Factors of soil formation, New York and London, 1941.
KELLOG, CHARLES F. The soils that support us, New York, 1943.
KRANCK, E. H. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego, Acta Geographica 4, No 2, Helsinki, 1932.
LYON, LYTTLETON and BUCKMAN, HARRY O. The nature and properties of soils, New York, 1943.
LUTZ, HAROLD J. and CHANDLER, ROBERT F. Forest soils, New York—London, 1947.
ROBINSON, GILBERT WOODING. Soils, their origin, constitution and classification, London, 1936.

Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien

Prof. Dr. WILLI CZAJKA

Tucumán

Im Oktober 1952 erwähnte der Jubilar, dem dieser Festband gewidmet ist, im Gespräch mit dem Verfasser dieses Aufsatzes seine Beobachtungen bezüglich der Möglichkeit des Auftretens von fossilen Frostspaltennetzen zwischen Piedra Buena und Lago San Martín (Tiefenerstreckung 60—200 cm und jeweils im Abstand einiger Meter), bei Santa Cruz und schliesslich kleinere Frostrisse bei Río Gallegos, sämtlich in Patagonien. In Erinnerung an diese Unterhaltung möge mit diesen Zeilen ein Beitrag zur Ehrung von V. AUER gegeben werden, dem verdienstvollen Erforscher des Postglazials Patagoniens und neuerdings Verfechter einer extra-andinen pleistozänen Vereisung dieses Landesteiles. Die eigenen Beobachtungen des Verfassers können hierbei ergänzt werden durch Beobachtungen von F. VERVOORST und E. WÜRSCHMIDT, welchen Herren für freundliche Überlassung ihrer Daten vielmals gedankt sei.

Was das soeben erwähnte Patagonien betrifft, so ergibt sich dort eine Schwierigkeit der Ausdeutung der Bodenprofile: die Reste von Frostspaltennetzen können von Tehuelchegeiröllschichten unterlagert sein, die durch Eiswirkung, bzw. bei ihrer Einbeziehung in Grundmoräne Deformierungen erlitten, die periglazialen Würgeböden ähneln. Darüber soll hier aber nicht gehandelt werden, weil darüber eine andere Veröffentlichung des Verfassers vorgesehen ist. Hier sei vielmehr nur der Versuch gemacht, auf Grund der heutigen Kenntnisse und eigener Beobachtungen eine Zusammenschau der periglazialen Erscheinungen der Gegenwart und des Pleistozäns für den Bereich Argentinien zu geben, insbesondere hinsichtlich der Höhenlage des Frostbodens und der südlichen Reichweite der Mikrosolifluktion, ohne allerdings alle eigenen Beobachtungen ausführlich zu besprechen. Es wird damit möglich sein, C. TROLLS Beobachtungen der Solifluktion und ver-

wandter Erscheinungen aus Bolivien nunmehr in einem vorläufig übersichtlichen Bild bis an das äusserste Ende Südamerikas auszudehnen.

Die Erforschung des periglazialen Zyklus für Argentinien ist jedoch nicht ganz ohne Vorläufer. Aber die Einreihung der Einzelbeobachtungen in das allgemeine Verbreitungsbild des Phänomens ist bisher unterblieben. Schon F. KÜHN veröffentlichte 1924 eine Abbildung von kranzförmigem Graswuchs, ohne allerdings hierauf näher einzugehen¹). Die Aufnahme stammt von dem flachen und breiten Kamm des Cerro Muñoz aus 4000 m Höhe (Westgrenze der Provinz Tucumán). Etwa zwei Jahrzehnte später bezog sich LJUNGNER ausdrücklich auf die Solifluktion in Argentinien, um einen Beitrag zum Problem der patagonischen Gerölle und ihre Verbreitung zu liefern²).

In der zweiten Ausgabe des zitierten Werkes von F. KÜHN bildete W. ROHMEDER rezente Solifluktionsterrassen ab, ohne sie als solche zu deuten³). Derartige Terrassen treten in den Nevados del Anconquija (Prov. Tucumán) wiederholt in Höhenlagen von 4600—4800 m auf. Aus der gleichen Zeit stammt auch eine Rohmedersche Aufnahme von Sichelrasen, die von H. SECKT veröffentlicht wurde⁴). Das Auftreten von Sichelrasen und Kranzwuchs von Gräsern war seitdem im Geographischen Institut der Universität Tucumán für die Tucumaner Hochgebirge bekannt. E. WÜRSCHMIDT erkannte ihn 1948 am Paso del Inca in horizontaler Lage bei 4600 m mit einem Durchmesser bis zu 2 m (nördlicher Teil der Nevados del Anconquija). Verfasser sah Sichelrasen 1950 auf planierten Flächen, die innerhalb der 4200 m hoch gelegenen Ruinen einer präspanischen Indiostadt im gleichen Gebirge liegen.

¹ F. KÜHN, Estudio fisiográfico de las Sierras de Tucumán. Buenos Aires 1924. S. 101, Fig. 19. Durchmesser des ringförmigen Rasens etwa 1 m. Im innern des Kranzes treten Bodenwülste auf. Es sind kleine und grosse Ringe vorhanden. — F. KÜHN hat später auch in seinen Grundlagen der Landeskunde Argentinien erneut derartige Bildungen erwähnt (S. 194, Fig. 163).

² Die Arbeit konnte vom Verfasser nicht eingesehen werden. Sie wurde in den Geografiska Annaler veröffentlicht. Da das Material des Verfassers z.Zt. verpackt ist, kann er leider auch im folgenden nicht immer genaue bibliographische Angaben machen.

³ Rohmedersche Photographie aus 4500 m Höhe von den Lomas de Las Cayas aus, im südlichen Teil der Nevados del Anconquija. Vgl. F. KÜHN und G. ROHMEDER, Estudios fisiográficos etc. 2a edición. Publicación del Instituto de Est. Geogr. Univ. Nac. de Tucumán.

⁴ H. SECKT, Vegetationsverhältnisse der Argentinischen Republik. Sonderausgabe der Deutschen Lehrerzeitung in Argentinien. Buenos Aires 1943. S. 133: Ichu-Gras-Büschel auf den Cumbres Calchaquies, 4300 m, Westgrenze des nördl. Teiles der Prov. Tucumán.

Hatten sich die bisherigen Beobachtungen und Veröffentlichungen in erster Linie auf den Sichelrasen bezogen, so fand etwa um die gleiche Zeit F. VERVOORST im Feuerland echten steinigen Strukturboden. Die Beschreibung dieses Vorkommens folgt weiter unten. Ferner traf der Verfasser im März-April 1951 im Bereich der Laguna Verde (NW der Prov. Catamarca) in räumlich grosser Ausdehnung Frostmusterböden, vor allem auch die Mikroform. Die Region selbst ist wissenschaftlich in der Literatur bekannt geworden durch die dort von W. PENCK im Ausschluss an seine Aufnahmen am Südrand der Puna durchgeführte Andenüberquerung im Jahre 1913. Der kurze Bericht der dort vor dem 2. Krieg längere Zeit weilenden polnischen Expedition erwähnt die Bodenstrukturen nicht. Die Reise des Verfassers wurde gemeinsam mit F. VERVOORST, E. WÜRSCHMIDT und J. ZARKIS unternommen. Darüber wurde im Dezember 1951 auf der Argentinischen Geographischen Woche berichtet⁵).

Seitdem konnte A. E. CORTE, mit dem in Mendoza auch Fühlung genommen wurde, eine detaillierte Beschreibung der Strukturböden für die Gegend südlich von Mendoza geben⁶). Damit wurde ein weiterer Punkt innerhalb der andinen Beobachtungsreihe gewonnen, deren Ausgang C. TROLL in Bolivien innerhalb seines weltweiten Überblicks bestimmte⁷). Eine nochmalige Verdichtung der Beobachtungsergebnisse in N/S=Anordnung gelang F. VERVOORST 1953 durch seine Entdeckung von Polygonal- und Streifenböden wenig nördlich vom Lago Argentino (Patagonien).

Im folgenden seien nunmehr alle bekannten Vorkommen im Bereiche Argentinien in der Reihe von N nach S beschrieben, wobei, um den Aufsatz nicht zu sehr auszudehnen, vorwiegend Bezug genommen werden soll auf die Frage der Untergrenze der rezenten Solifluktion, hierbei aber der Sichelrasen, bzw. die gebundene Solifluktion einbezogen wird.

⁵ W. CZAJKA, Un viaje de estudios geográficos a la región de la Laguna Verde (Tinogasta, Catamarca). I: Observaciones geomorfológicas. Im Erscheinen, veröffentlicht von der Univ. Nac. de Cuyo, Inst. de Hist. y Disc. Auxil., Sección Estudios Geográficos, Mendoza.

⁶ A. E. CORTE, Contribución a la morfología periglacial de la Alta Cordillera con especial mención del aspecto criopedológico. In: Anales del Departamento de Investigaciones Científicas. Tomo 1,2. Mendoza 1953. S. 1—54. — Derselbe, República Argentina. In: Union Géogr. Int., Commun. de Morph. Périglaciaire: Rapports Préliminaires pour la 8e Assemblée Générale et le 17 Congrès Int. Washington 1952. S. 22—23.

⁷ C. TROLL, Solifluktion und Frostklima der Erde. In: Geol. Rundschau 34, 7/8. 1944. S. 545—694.

Verfasser besuchte 1950 und ein zweites Mal 1951 im äussersten NW-Argentinien die Sierra Catalina, die die bolivianische Grenze berührt. In 4200 m Höhe treten weit ausgedehnt und auf wenig geneigten Einebnungsflächen Zwergsträucher in Streifen-Anordnung auf. Die Streifen folgen weder der Hauptwindrichtung, noch dem Hauptgefälle und haben einen mittleren Abstand von 30 cm, wobei die schütter wachsenden, etwa 15 cm hohen Sträucher sich in ihren Reihen nach 20—30 m häufig kulissenartig, aber unter Beibehaltung der Richtung staffeln. Möglicherweise handelt es sich um eine streifige Richtungsanordnung nach dem Parallelogramm der Kräfte von Wind und Hangneigung. Weiter abwärts treten auf Hängen zwischen 4000—4100 m in ziemlich windgeschützter Lage gebundene Feinschutt-Musterböden in Mikroform auf, meist mit einem Durchmesser von 8—10 cm, gelegentlich bis reichlich 20 cm, wobei dann das kubisch zerfallende Schiefermaterial in der Kantenlänge auf 2—3 cm zunimmt. Der Innenraum dieser Schuttnetzmuster besteht aus kurzwüchsigen, allerdings von Lamas beweideten, rosettförmigen Grasbüscheln. Wahrscheinlich handelt es sich um eine kombinierte Frost-, Gravitations-, Vegetations-Wirkung. Bemerkenswert ist, dass die Schuttnetze dank des Vegetationskernes auch auf geneigtem Boden ihre polygonale bis kreisförmige Anordnung bewahren. Der laufende Abwärtstransport des Schuttes war offensichtlich. Unterhalb



Photo Czajka

Abb. 1. Sichelrasen in 4200 m Höhe, Sierra de Los Pastos Grandes, Ostrand der Puna, NW-Argentinien.

von 4000 m treten weder streifenförmige Anordnung von Zwergsträuchern noch Rosettenwuchs in Verbindung mit Schuttnetzen auf. Allerdings sind die tieferen Teile der Rumpftreppe der Sa. Catalina weitgehend von der Schuttkappe entblösst, so dass die Einebnungsflächen, die das Ordovicium überziehen, die aufgerichteten Schichten beim Ausstreichen sichtbar schneiden.

Bedeutend weiter südlich hiervon konnte 1951 bei einer Reise am östlichen Punarand NW von San Antonio de Los Cobres (Prov. Salta) bei 4300 m ausgedehnt Sichelrasen auf dem Zerfallprodukt junger Effusivgesteine angetroffen werden, hier ebenfalls teilweise unter Einbeziehung von Zwergsträuchern. In einiger Entfernung hiervon wurde der in Abb. 1 wiedergegebene Sichelrasen angetroffen (Sierra de Los Pastos Grandes, 4200 m). In Anbetracht der bedeutenden Ausdehnung der Erscheinung trägt die Sierra ihren Namen zu Recht.

Wenn mit den beschriebenen Vorkommen der pflanzlich gebundenen Solifluktion auch klar ist, dass in den erwähnten Gebieten keine eigentlichen Schuttmusterböden zwischen 4000—4300 m auftreten, so kann jedoch nach den Beobachtungen von H. MENSCHING angenommen werden, dass die theoretische Untergrenze der letzteren sich etwas über 4300 m befinden wird⁸). Da es sich andererseits um ein semiarides Höhengebiet handelt, muss aber der Unterschiedsbetrag zwischen den Untergrenzen der Sichelrasen, bzw. der gebundenen Solifluktion ganz allgemein, und denen der ausschliesslich steinigen Solifluktion in diesem Teil der Anden nicht unbedingt nur 1—200 m betragen wie in NW-Afrika. Die Beobachtungen CORTES über das Verhältnis beider Grenzen, die noch zu erwähnen sein werden und etwa 10 Breitengrade weiter südlich bei Mendoza liegen, ergaben unter ähnlich semiariden Bedingungen, dass dort eine geringere Höhendifferenz als in N-Argentinien vorliegt und örtlich Sichelrasen und Strukturboden dicht benachbart in gleicher Höhe auftreten können. Für die Gegend etwa in der Mitte zwischen der Sa. Catalina und Mendoza wurden die Sichelrasen auf den Hängen und Kämmen der Tucumaner Gebirge (Cumbres Calchaquies, Cerro Muñoz und Nevados del Anconquija) schon erwähnt. Sie treten hier, wie angegeben, zwischen 4000—4600 m auf. Die mögliche Obergrenze der gebundenen Solifluktion ist damit nicht abschliessend sicher, denn in höheren Lagen der Nevados (bis 5500 m) überwiegen Blockschutthalden, so dass Vegetation nicht auftritt, also auch aus anderen als ausschliesslich klimatischen Gründen.

⁸ H. MENSCHING, Solifluction in the High Atlas Mountains of Morocco. In: Photographie und Forschung, June 1953. Vol. 5, Nr. 6. S. 182—192.

Jedoch kann für jene Gegend durch das Auftreten rezenter Fliesserdeterrassen die Untergrenze der steinigen Solifluktion mit etwa 4600 m angegeben werden. Entscheidend für die Bestimmung dieser Untergrenze ist, dass die Fliesserdeterrassen, jedenfalls in dem von W. ROHMEDEY abgebildeten, trefflichen Beispiel, weiter abwärts durch kleine Schlammströme, Erosion und Abrisse wohl alljährlich teilweise abgebaut werden, was darauf hindeutet, dass unterhalb 4600 m der tägliche Frostwechsel bereits mindestens für den Sommer aussetzt. Die Zuleitung von Wasser erfolgt von oben, da das Trockengelände schon hier nach unten zu beginnt und sich bis über 3000 m absoluter Höhenlage hinab erstreckt. Die eingehendere Erörterung der klimatischen Bedingungen (Mehrschichtigkeit des Wettergeschehens) muss hier zunächst unterbleiben. Jedenfalls handelt es sich in dem angeführten Beispiel um eine denudative Untergrenze der Solifluktionsterrassen, die aber zugleich wohl als die klimatische angesprochen werden kann.

Wenn man die Ausdrücke von H. POSER aufgreift⁹), so geht es hier nicht um durch Pflanzenwuchs gebundene Fliesserdeterrassen, obgleich auch diese in den Nevados del Anconiquja weiter unterhalb auftreten. Es geht auch nicht um behinderte Solifluktion, behindert durch perennierende Schneeflecken; denn ausdauernde Schneelagen treten fleckenhaft hier erst oberhalb 5200 m auf. Wohl aber könnte man von einer klimatisch verhinderten Solifluktion sprechen, oder jedenfalls von einer jahreszeitlich nach unten zu aufgehobenen Solifluktion. Im Anblick der Rohmederschen Photographie ist man versucht, die Erscheinung als »Auftau-Fliesserde-Tropfen« zu bezeichnen, ohne jedoch mit dieser Wortbildung mehr als ein Mittelding zwischen Benennung der Genese und Beschreibung der äusseren Form zu erreichen.

Ausgehend von der durch C. TROLL für die Cordillera Real in Bolivien mit 4700 m bestimmten Untergrenze des Strukturbodens¹⁰), wird man also sagen können, dass sich bis etwa 27° s. Br. die Untergrenze der freien Solifluktion nur unbedeutend absenkt, was den feuchteren Altiplano und die anschliessenden Punastrand- und die äusseren Pampinen Sierren anbelangt. In dieses Gesamtbild beobachteter freier Solifluktion ordnen sich die im gleichen Raum befindlichen gebundenen Solifluktionserscheinungen der Sa. Catalina, Sa. de Los Pastos Grandes und Tucumaner Gebirge derart ein,

⁹ Das genaue Zitat der Arbeit POSERS ist mir z.Zt. nicht zur Hand.

¹⁰ C. TROLL, Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. In: Erdkunde I, 4—6. Bonn 1947. S. 173.

¹¹ C. TROLL, Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. In: Erdkunde II, 1. Bonn 1948.

dass dort die Solifluktionsgrenze oberhalb des Sichelrasens usw. mit einiger Annäherung theoretisch angenommen werden darf, also vorwiegend ober, halb 4200 m. In den Tucumaner Bergen, die allerdings auch höher aufragen, geht die gebundene Solifluktion in einem Fall bis 4600 m hinauf.

Die Untergrenze der freien Solifluktion ändert sich nicht unerheblich weiter andeneinwärts. Gemeint ist hiermit die Gegend westlich der Sierrén von Tucumán und jenseits noch der Sa. de Fiambalá und der Famatina-Kette, welche in den Südsand der Puna eintreten. Die Trockengrenze geht hier gegenüber dem Osthang der Pampinen Sierrén merkbar herab. Da der Punablock bereits weiter nördlich endet, kann die Schuttgrenze nach unten hin auf den Hängen der Täler und Senken besser studiert werden als weiter nördlich. Auch CORTE konnte auf engerem Raum südlich Mendoza in den dortigen Höhentrockengebieten mit Bodenfrost ein Absteigen der Solifluktionsuntergrenze gegen W wahrnehmen.

Westlich der Famatina-Kette und auch noch westlich des von W. PENCK beschriebenen Chaschuil-Tales liegt dicht vor der Hauptkordillere mit ihren 6000—6890 m hohen erloschenen Vulkankegeln die schon genannte Region der Laguna Verde⁵⁾. Es soll hier weder auf die Mannigfaltigkeit der Einzelformen der Solifluktion ausführlich eingegangen werden noch auf deren landschaftliche Anordnung. Die wichtigsten Daten sind folgende: Bei Tres Quebradas liegen in 4200 m in einem scherbigen Trümmersmaterial mesozoischer, meist relativ heller Ergussgesteine, das einen flachen Schuttfächer in Art einer Schotterterrasse in dem vereinigten Tal der Tres Quebradas aufbaut, polygonale Bodenstrukturen, bei leichter Neigung meist im Übergang zu bandartiger Ausziehung, in der Dimension von 35—40 cm über einem feinen, stark mit Stauberde durchsetzten Liegenden (Abb. 2). Ein schütterer niedriger Strauchwuchs mit kräftig entwickeltem Wurzelstamm ist vorhanden. Wenig weiter talabwärts, aber ausserhalb der erwähnten fluviatilen Aufschüttung, tritt in einem weiten Seitental ohne oberflächlich fliessendem Wasser ein mikropolygonaler Boden auf, bei dem sich das jeweils in der Mitte der Muster befindliche feine Material stark heraushebt; der netzartig angeordnete Schutt von Haselnussgrösse ist dementsprechend versenkt. Einen dritten Typ zeigen die Hänge von Tres Quebradas: Mikrostreifenböden aus überwiegend feinen Material von Sand- bis Grandgrösse (Abb. 3). Der Abstand der 6—8 cm tiefen Furchen beträgt 8—12 cm. Zur Zeit der Beobachtung (März/April) stagnierte die Bewegung offensichtlich. Die erhabenen Teile des feinen Materials waren in Längsrichtung der Streifung in Art von hohlen Zähnen aufgebrochen. Stellenweise fand sich ein Übergang zu kleinen Schlammbreiausbrüchen, damals völlig erstarrt und verkrustet



Photo Czajka

Abb. 2. Übergang von Polygon- zu Streifenboden von 35—40 cm Breite auf den Flussterrassen von Tres Quebradas (äusserster NW der Prov. Catamarca), 4200 m.

(Abb. 4). In den Furchen lagen feste, meist kleine, vulkanische Gesteinstrümm-
 mer von etwa Erbsen- bis Haselnussgrösse. In einem Einzelfall wurden im
 gleichen Gelände, wenn auch bei stärkerer Neigung, bei etwa 4 cm im Durch-
 messer betragendem groben Material, Abstände der Streifen von 30 cm an-
 getroffen. In beiden Fällen waren die gröberen Bestandteile des Schuttes
 überwiegend von einer dunklen Kruste — wie in Wüsten üblich — über-
 zogen. Es ist anzunehmen, dass bei den erwähnten Polygon- und Streifen-
 böden auf den Terrassen durch die Nähe der Bäche weit länger Wasser ka-
 pillar aufsteigen kann als auf den Hängen, was abgesehen von der verschie-
 denen Grössenordnung des Materials ebenfalls in die Verschiedenartigkeit
 der Strukturen einwirken wird. Bodenfrosterscheinungen wurden nirgends
 während der Beobachtungsmonate angetroffen. Nur in den Bachniederungen
 selbst konnte bei Rasenabschälung damals Mikrokammeis von 2—4 mm
 Nadellänge in den Morgenstunden spärlich festgestellt werden. Die Sus-
 pension des feinen Materials wird also in den feuchten (winternahen) Jahres-
 zeiten zumindest auf den Hängen eine grosse Rolle beim Zustandekommen
 der Strukturen spielen, wenn auch die Aktion des Tageszeitenfrosts während
 des Winters, zumal auf den Terrassen, nicht auszuschliessen ist.



Photo Czajka

Abb. 3. Mikrostreifenboden mit Furchen im Abstand von 8—12 cm in vorwiegend feinem Material der Talhänge von Tres Quebradas.



Photo Czajka

Abb. 4. Grossaufnahme des Mikrostreifenbodens von Abb. 3. Man beachte die kleinen, verkrusteten Schlammausbrüche.

Eine wiederum andere Beschaffenheit boten die nach S exponierten Hänge des benachbarten Cerro de Los Pastos. Hier bildeten sich in jungvulkanischen Basaltlawabrocken von plattiger Beschaffenheit Guirlandenböden dicht unterhalb von kleinen Feldern des Nieve de los Penitentes bei etwa 4500 m. Der polygonale und Bandboden steigt in Dimensionen von 20—25 cm sonst bis auf die Lagunenterrassen bei 4000 m hinab. Da damit die Beobachtungsmöglichkeiten nach unten hin beschränkt sind, ist diese Untergrenze nicht unmittelbar sicher. Wesentlich ostwärts hiervon, d.h. in den Tälern, die zum Rio Chaschuil laufen, wurden keine Strukturböden mehr gesehen. Sie fehlen mindestens unterhalb 3800 m sicher. Jedoch gibt es auf den Hängen der westlichsten Abschnitte dieser Täler noch Guirlandenböden wie am Cerro de Los Patos. Im Chaschuiltal selbst, noch tiefer gelegen, sah man keine Frostbodenerscheinungen. Dort herrscht bereits Flächen-spülung. Die östlich des Chaschuiltales folgende Las Planchas-Kette besitzt in den unteren Teilen schon Schwemmfächerformen. Hinsichtlich der Obergrenze im weiteren Umkreis von Tres Quebradas verdankt Verfasser seinem Reisegefährten E. WÜRSCHMIDT eine Beobachtung: Streifenboden bei 5800 m, dicht unter der klimatischen Schneegrenze und im Bereich von Nieve de los Penitentes in flächenhafter Erstreckung. Die Grösse der Strukturen wurden nicht bestimmt. Es spricht einiges dafür, dass es sich nicht um eindeutige Mikroformen handelte.

Im Höhenabschnitt der Laguna Verde (4000—4400 m) liegt ein typisches Tageszeitenklima hinsichtlich der Temperatur vor, wie neben den Messungen das Auftreten der sogenannten Rios congelados in Tres Quebradas beweist. In größerem und meist auch hellerem Schuttmaterial ohne dunkle Kruste, bei Nähe wasserführenden Untergrundes und bei wenig geneigten Flächen, alles miteinander vereint zu denken, finden sich keine ausgesprochenen Mikroformen. Die erwähnten Mikropolygone in einem Seitental von Tres Quebradas haben ihren Standort bereits in einer extremen, jahreszeitlichen Trockenzone. Im ganzen darf man sagen, dass in dieser geographischen Breitenlage die Frostmusterböden, bzw. die freie Solifluktion von E nach W von 4600 m auf mindestens 4000 m Untergrenze absteigt. Die Mikroformen zeigen sich im Streifen- und Polygonboden besonders reich auch an oberflächlich auftetendem feinen Material, das zur Aufschwemmung der kolloidalen Bestandteile neigt. Diese Beobachtung wird dadurch erhärtet, dass unterhalb der Musterböden auf den Hängen vielfach eine Kruste aus feinem Material liegt, in einer Tiefe von wenigen Zentimetern, die sich im einzelnen aus uhrglasartig gewölbten Kleinformen zusammensetzt, zwischen denen ein Polygonnetz von Rissen hindurchzieht. Es ist also gewissermassen ein zwei-

stöckiger »Strukturboden«, wobei der untere wohl kaum wesentlich unter Beteiligung von Frost entsteht, sondern im Anschluss an die winterliche Schneelage aufgeweicht werden dürfte. Dieselbe Erscheinung fand sich an den Steilhängen längs der Lagunen und Salare, wobei infolge der Maximalneigung von 35° , die freies Lockermaterial annehmen kann, die Abwärtsbewegung der dünnen, aber groben Schuttdecke — auf der unterliegenden Kruste gleitend — rein durch die Schwerkraft und ohne Bildung von Musterböden erfolgt.

Die nächsten bekannten Vorkommen von Frostmusterböden liegen erst südlich Mendoza und wurden durch A. E. CORTE bekannt ⁶⁾. Die Beobachtungen wurden gesammelt zwischen $32^\circ 10'$ bis $34^\circ 10'$ s.Br. und unter 70° w.L., vorwiegend aber im Gebiet der Laguna Diamante. Die Temperaturmessungen am dortigen Observatorium (3850 m) gestatteten für das Jahr 1951 die Feststellung, dass von November bis Mai täglicher Frostwechsel stattfindet, in den übrigen Monaten jedoch nur selten, da die Temperatur unter 0°C verharret. Im Vergleich zur Laguna Verde findet also annähernd eine jahreszeitliche Umkehr der Frostwechselaktion statt; an der Laguna Verde sind der Winter, bzw. seine ihn eingrenzenden Übergangsjahreszeiten aus hydrometeorischen Gründen günstiger für die Frostboden- und Strukturbodenerscheinungen im allgemeinen. An der Laguna Diamante liegt der Sichelrasen meist 1—200 m unter dem steinigen Strukturboden. Jedoch treten in 3270 m beide auch in gleicher Höhenlage nebeneinander auf. Ab 3900 m nach oben hin scheint im Winter Dauerfrostboden vorzuliegen. Bei sehr groben Material zeigten die Bänderböden in 4100 m bis zu 2 und 3 m Breite. Polygonal- und Streifenböden erreichen beim Observatorium bis zu 100 cm Ausdehnung. Die Strukturböden beider Ausbildungen steigen bis zu 3500 m ab und weisen dort Dimensionen von 8—20 cm auf. Im Sommer bilden sich Schlammströme (*coladas barrosas*), die bis zu 3800 und 3400 m hinablaufen.

Damit erreicht es also eine gewisse Wahrscheinlichkeit, dass mit zunehmender Höhe und bei groben Material, zugleich aber in der Zone mit schon jahreszeitlichem Thermoklima, die Grösse des Strukturbodens erheblich zunimmt. CORTE geht auch auf die Beziehung zur Grundwasserführung ein. Da mit Schuttgrösse, Gesteinstrümmerart, Wassergehalt des Bodens, Neigung des Geländes, Exposition und klimatischer Höhenlage eine Gleichung mit vielen Variablen gegeben ist, lässt sich vorläufig die Bedeutung dieser einzelnen Faktoren für die Dimension der Strukturböden nicht völlig klar bestimmen. In gewisser Art stimmen jedoch die charakteristischen Varianten der Musterböden in diesem relativ trockenen Höhengebiet mit denen an der Laguna



Photo F. Vervoorst

Abb. 5. Mikrostreifenboden am Lago Tarnhauser, etwa 50° s.Br., 1250—1400 m.

Verde überein, jedoch derart, dass mit der höheren geographischen Breite der Gegend südlich von Mendoza die Untergrenze in den östlichen Abschnitten 500 m tiefer liegt als an der Laguna Verde. Obere und untere Begrenzung zeigen im Gebiet der Laguna Verde jedoch eine weit grössere Amplitude, nämlich 1800 m relativen Höhenunterschied, südlich Mendoza aber nur 600 m.

Der nächste bekannte Ort mit Strukturboden in Richtung S liegt bei etwa 50° s.Br. Die folgenden Angaben werden nach dankenswerten mündlichen Mitteilungen von F. VERVOORST gemacht. Ausserordentlich bemerkenswert ist, dass am Lago Tarnhauser (ENE der Estancia La Cristina) die Mikroform des Streifenbodens ab 1250 m aufwärts auftritt. Eine absolute obere Grenze ist an diesem Ort nicht feststellbar, da die Erhebung nur bis 1400 m aufsteigt. Auf der flachen Kuppe selbst liegen Polygone bis zu 50 cm Durchmesser. Der hieraus hangabwärts hervorgehende Mikrostreifenboden zeigt im groben Material einen giiffelschieferartigen Zerfall (Abb.

5). Es muss daher in Erwägung gezogen werden, ob diese Schuttbeschaffenheit in die sich bildende Mikrodimension hineinwirkt. Sonst aber liegt es nahe, bei dem für den andinen Teil des zentralen und südlichen Südamerika eigentümlichen, sublongitudinalen Verlauf der klimatischen Isolinien an eine klimatische Auswirkung der geographischen Asymetrie der Erdhalbkugeln zu denken, wie sie C. TROLL überzeugend für die biogeographischen Verhältnisse bewies ¹²). Jedenfalls verdient das Vordringen des Mikrostrukturbodens bis in diese geographische Breite besondere Beachtung.

Auch die Tatsache, dass — wiederum nach Angaben von VERVOORST — am Cañadon Norte (Lago Argentino) auf ebenem Gelände in etwa 600 m Höhe Polygone von 60—100 cm Durchmesser auftreten, spricht nicht unbedingt gegen diese letztere Auffassung, da sich z.B. ähnliche Verhältnisse auch an der Laguna Verde finden, d.h. dass die Annäherung an die polaren Dimensionen des Strukturbodens infolge offensichtlich edaphischer Bedingungsunterschiede unterhalb oder fast gleich hoch mit den Mikroformen liegen können. An der Laguna Verde kommt griffelartiger Zerfall des Ausgangsgesteines nicht vor. Es könnte durchaus sein, dass am Lago Argentino infolge der hohen Breitenlage sich der jahreszeitliche Frost- und Feuchtigkeitswechsel in tieferen Höhenlagen durch Übergangsformen bemerkbar macht, während er sich weiter nördlich bei Mendoza erst oberhalb der Mikroformen deutlich ausbildet. Auch darf das Zusammentreten von periglazialer und Trockenzone mit der Auswirkung auf edaphische Unterschiede nicht übersehen werden. Im ganzen beträgt die bekannte Höhenamplitude der Frostbodenstrukturen am Lago Argentino 800 m.

Bemerkenswert ist ferner, dass am Südende des Kontinents, im Feuerland, bei SSE-Exposition, auf zwischen 5—15° geneigtem Gelände bei 750—800 m wenig ausgezogene Polygone von 40—60 cm Durchmesser beobachtet wurden (am Cerro Martial). Sie liegen über der Waldgrenze (600 m). Das Material ist sehr grob. Gleichwohl wird anzunehmen sein, dass der jahreszeitliche Frostwechsel Einfluss besitzt. Eine absolute Untergrenzenbestimmung liegt noch nicht vor; jedoch kann sie wohl nur örtlich unter die obere Waldgrenze hinabgehen.

Die Beobachtungsorte sind im argentinischen Andenbereich noch zu wenig dicht, um bereits einen zusammenhängenden Kurvenzug der Untergrenze zu zeichnen. Immerhin dürfte feststehen, dass das eigentliche starke Herabsinken der Untergrenze erst etwa ab 35° S stattfindet, in welcher Breite sich mancherlei klimatische Züge des andinen Bereichs ändern. Ferner ergibt

¹² In: Göttinger Geogr. Abh. Heft 1.



Photo Czajka

Abb. 6. Blockstreifen im Abstand von 12—14 m, kennzeichnend für Blockgletscher-Solifluktion. Pleistozäne Entstehung, Osthang der Nevadas del Anconquiya (Prov. Tucumán), 2600 m.

sich, dass möglicherweise die Mikroformen und auf jeden Fall die mittelgrossen Formen eine ausserordentliche Südwarderstreckung auf dem südamerikanischen Kontinent erkennen lassen. Die grössten Dimensionen sind bisher für 4400 m südlich Mendoza bekannt geworden und kommen — vielleicht als zweites Stockwerk der Strukturböden mit gewissermassen etwa »polarer« Grössenordnung — oberhalb der Mikroformen bei winterlichem Permafrost vor. —

Das Problem der pleistozänen Untergrenze der Solifluktion erweist sich als komplizierter. Einen festen Anhaltspunkt bieten die Beobachtungen des Verfassers an fossilen Formen von Blockgletscher-Ablagerungen am Osthang der Nevados del Anconquiya (Prov. Tucumán) bis zu 2600 m herab (Abb. 6). Nachdem dem Verfasser die Arbeit von KESSELI über die Blockgletscher Alaskas bekannt geworden ist¹³) möchte er die früher vertretene Auffassung, dass die — in Verbindung mit den grossdimensionalen Blockstreifen in paralleler Anordnung, die leichtes Gefälle besitzen — auftretenden transversalen Blockbarrieren Teile von gehobenen Köpfen älterer (pliozäner) Schwemmfächer sind¹⁴), nicht mehr aufrechterhalten. Vielmehr bilden die Blockrücken

¹³ In: Geogr. Review, vor etwa 15 Jahren.

¹⁴ W. CZAJKA, Schwemmfächer und Schwemmebene in der Piedmontzone. Im Anschluss an Beobachtungen am subhumiden Osthang der Tucumaner

und die ihnen aufgesetzten, transversalen Blockwälle eine genetische Einheit, wobei der jeweils höher gelegene Blockwall die Wurzel der hangabwärts laufenden Blockrücken zudeckt. Eine genauere Beschreibung wird noch veröffentlicht werden.

Hangabwärts verlaufende Blockrücken paralleler, mitunter gekurvter Anordnung sind vom Verfasser auch an anderen Stellen beobachtet worden, wenn auch in bedeutend höheren Niveaus. Nach den Ausführungen KESSELS darf man annehmen, dass die Blockgletscher Erscheinungen echter Solifluktion unter Einfluss von Bodeneis darstellen. Damit wird zugleich ein Beitrag zur periglazialen Entstehung zentraleuropäischer Blockströme gegeben sein. In gleichsam experimenteller Wiederholung kann man schnell ablaufende Vorgänge ähnlicher Art an Schlammströmen subarider Gebiete beobachten. Auch sie führen zum Verbleiben paralleler Block- und Schuttrücken. Der Mechanismus wird hierbei durch laterales Anhäufen des Materials (wie bei Uferwällen) und länger ausharrendes Fliessen in der zentralen Achse des Stromes ersichtlich. Ein sehr bekanntes Beispiel aus NW-Argentinien ist der »Volcan« genannte Schwemmfächer, auf dem periodisch gewaltige Schlammströme rezent auftreten¹⁵). Die Erwähnung dieses Schlammstromes erfolgt hier nur, um der Deutung der erwähnten fossilen Formen bezüglich des Entstehungsmechanismus von Blockrücken mehr Beweiskraft zu geben. Auch dies erfordert noch eine gesonderte Darstellung mit Photographien.

Ogleich also der erwähnte Schlammstrom genetisch anderen Ursprungs ist als die Blockrücken der Blockgletscher, da bei jenem das fließende Medium ausschliesslich suspendiertes Material ist ohne Mitwirkung von Bodeneis, so besitzt der »Volcan« doch noch eine andere Beziehung zu dem hier behandelten Problem. Die Herkunft des in Breiform herangeführten Materials liegt in 3000 m Höhe in einer »endmoränenartigen« Bildung innerhalb eines Talkessels. Nach den gesamten Erfahrungen hinsichtlich der Untergrenze der pleistozänen Gletscher kann am Ostrand der Puna in 3000 m keine End-

Gebirge, NW-Argentinien. In: Die Erde. Berlin 1950/51. S. 155—166. Vgl. die daselbst gegebenen Abbildungen der transversalen Blockwälle.

¹⁵ F. PASTORE u. P. GROEBER, Reconocimiento geológico del torrente de barro llamado »Volcan«. In: An. Museo de Cienc. Nat. Band 36. Buenos Aires 1936. — H. J. HARRINGTON, Las corrientes de barro (mudflows) de »El Volcan«, Quebrada de Humahuaca, Jujuy. In: Rev. Soc. Geol. Arg. I, 2. Buenos Aires 1946. S. 149—166. — A. MONTEVERDE u. E. KITTL, Avalancha »El Volcan«. In: Memoria del Primer Congreso Vial Regional del Norte Argentino. Band II, Tucumán 1949. S. 887—956.

moräne mehr liegen¹⁶). Als mittlere Untergrenze der pleistozänen Gletscher NW-Argentiniens kann man 4500 m nennen. Blockmoränen und endmoränenartige Wälle unterhalb dieses Wertes, transversal in Hochtäler eingebettet, treten wiederholt auf. Man wird sie sehr wahrscheinlich mit pleistozänen Blockgletschern, also mit einer spezifischen Art periglazialer Solifluktion während des Pleistozäns in Verbindung bringen dürfen, obgleich im Einzelfall die Untersuchung geführt werden muss. Sie unterliegen heut der Zerstörung, wie überhaupt die Ausräumung der Täler von Schutt bis zu Höhenlagen von 3000 m erfolgt ist oder noch im Gange ist, wie J. KEIDEL schon vor längerer Zeit darlegte¹⁷).

So verknüpft sich also die Frage der Untergrenze der pleistozänen Solifluktion mit der unteren Schuttgrenze in den Anden überhaupt. KEIDEL ging davon aus, dass die Talbildung der Anden präglazial im wesentlichen abgeschlossen war. Es ist nach dem heutigen Stand der Kenntnis für das Pleistozän nicht mehr mit erheblichen Hebungen im nördlichen Abschnitt der argentinischen Anden zu rechnen, so wie seinerzeit schon A. PENCK die geltende Auffassung darstellte¹⁸). Damit vereinfacht sich die Angelegenheit der absoluten, pleistozänen Untergrenzen, der dauernden Schneelage, der Gletscher und der Solifluktion, erheblich. Man braucht bei ihrer Bestimmung nicht mit ausschlaggebenden Höhenveränderungen durch Tektonik zu rechnen. Bestand nun aber ein präglaziales, grosses Talnetz im heutigen Sinne und wurde es neuerdings bis zur erwähnten Höhe fluvial wieder ausgeräumt, so folgt für das Pleistozän die notwendige Annahme ihrer Anfüllung. Diese ist aber, wie schon seit J. KEIDELS und O. SCHMIEDERS Ausführungen bekannt ist, nicht als glazifluvial anzusprechen, wozu am Ende des vorigen Jahrhunderts HAUTHAL neigte. Es kommt hinzu, dass in den Gebieten NW-

¹⁶ Vgl. z.B. O. SCHMIEDER, Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Nevado de Chañi. In: Z. Ges. Erdk. Berlin 1922. S. 272—3. — Derselbe, Contribución al conocimiento del Nevado de Chañi y de La Alta Cordillera de Jujuy. In: Boletim de la Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba (R. Arg.). Band 27. Córdoba 1923. S. 135—166.

¹⁷ J. KEIDEL, Jungfluviale Aufschüttungen in den nördl. argent. Anden. In: Geol. Charakterbilder, 18. Heft. Berlin 1913. — Derselbe, Sobre la influencia de los cambios climáticos cuaternarios en el relieve de la región seca de los Andes Centrales y Septentrionales de la Argentina. In: Minist. de Agric., Dir. Gen. de Minas, etc. Bol. Nr. 5. Buenos Aires 1922. S. 1—19.

¹⁸ A. PENCK, Neue deutsche Hochgebirgsforschung. In: Z. Ges. Erdk. Berlin 1936. S. 255. — Die neuerdings diskutierte sehr junge Heraushebung der Sierran von Córdoba kann m.E. mit den angeführten Kriterien hierfür noch keinen schlüssigen Beweis liefern.

Argentinien die pleistozäne Vereisung nur sehr sparsam entwickelt war. Aber es steht fest, dass im Pleistozän eine Ausfüllung der alten Täler stattfand.

KEIDEL hat damals diese Auffassung vertreten, sich aber, der damaligen Kenntnis der periglazialen Erscheinungen entsprechend, nicht an die Solifluktion bezogen, sondern in sehr weitschauender Weise eine Erklärung gesucht, die letzten Endes auf eine Verfrachtung der in der Höhe lagernden Schuttmassen in Form von periglazialen Schuttmassenbewegungen hinauslief. Er dachte an die Wirksamkeit suspendierten Materials. Wir können nun auf Grundlage einzelner Beispiele sagen, dass ein Teil der Täler seine Schuttmassen durch Blockgletscher und Solifluktion im allgemeinen erhielt, dass diese aber postglazial und erosiv häufig schon bis zu 3000 m oder auch nur bis 2600 m wieder ausgeräumt sind. Die Bestimmung der eiszeitlichen, solifluktiven Untergrenze mit Hilfe fossiler Blockgletscher wird also nicht überall möglich sein und kann sich häufig nur auf Restformen stützen. Die hier wiedergegebene Abb. 6 stellt einen Beleg für eine derartige Untergrenzenbestimmung dar.

Über 2600 m entfaltet sich also in NW-Argentinien die periglaziale Schuttbewegung des Pleistozäns. Es gibt aber eine weitere Schwierigkeit, die Schuttmassenverbreitung im Zusammenhang zu verfolgen. Es ist dies die Tatsache, dass Endmoränenmaterial pleistozäner Herkunft rezenter oder schon pleistozäner, solifluktiver Abtragung unterlegen sein kann. Dies muss man z.B. für ein Osttal des Nevado de Cachi für möglich halten, wo Endmoränen nach F. BOUCHER bis zu 4500 m herab auftreten, dann aber ein ungewöhnlicher Steilabsturz der Schuttmassen im Tal um 800 m erfolgt¹⁹). Verfasser hat diese Stelle nicht selbst besucht und gibt daher seine Erklärung mit Vorbehalt.

Die periglazial bewegte pleistozäne Schuttdecke wird also gegenwärtig von oben vermehrt, aber andererseits von unten auch fluvial angegriffen. Das alles zeigt, dass die Untergrenzenfragen eigentlich im Gesamtzusammenhang erörtert zu werden verlangen. Es kommt hinzu, dass das Höhentrockengebiet der Anden in Rechnung zu stellen ist, was auch KEIDEL erwähnte. Nachdem die klimatische Zonierung Europas während des Pleistozäns von BÜDEL und POSER herausgearbeitet wurde, ist der Kontakt zwischen Trockenzone und periglazialen Denudationszyklus an sich nichts Ungewöhnliches

¹⁹ F. BOUCHER, Exploración del Nevado de Cachi. In: Rev. Geogr. Panam. XVI, Sept. 1949 (Buenos Aires), N:o 192. S. 97—104.

²⁰ Vergl. darüber auch C. TROLL für Asien in dem Aufsatz: Aufg. der modernen Hochgebirgsforsch. In: Z. Ges. Erd. Berlin 1942. S. 71—78.

mehr. In den Anden treten nun auch aktuelle Verzahnungen von Flugsand und Schneelagen auf. So tritt noch eine weitere Komplizierung der aktuellen und pleistozänen Untergrenzen ein. Aber neben den schon genannten Zahlenwerten für die rezente Solifluktion wird man für 27° s. Br. und etwas nördlich und südlich hiervon die Untergrenze der pleistozänen Solifluktion mit 2600 m angeben können. Sie lag damit 2000 m unter der heutigen, während damals die klimatische Schneegrenze weit weniger abstieg. Es darf an dieser Stelle noch darauf hingewiesen werden, dass im Pleistozän bereits wenig unterhalb — wohl für die Hocheiszeiten — die Lösszone mit ihrer Trockenheit schon im Gebirgsgebiet sich angeschlossen hat.

Die Frage der klimatischen Zonierung Argentiniens während der Kaltzeiten ist hier nicht Gegenstand der Ausführungen. Es muss aber noch abschliessend auf die Untergrenze der Frostbodenerscheinungen in Patagonien eingegangen werden. Auch während der Kaltzeiten erfolgte offensichtlich ebenfalls südlich Mendoza ein rasches Absinken der klimatischen Grenzen, so der Vorlandvereisung und damit auch des periglazialen Denudationszyklus. Die Frage hängt naturgemäss zusammen mit dem Problem der Ausdehnung der Vereisung, bzw. mit der Bildung sekundärer Vereisungszentren in den sub- und extra-andinen Zonen Patagoniens, worüber V. AUER und P. GROEBER



Photo Czajka

Abb. 7. Mit dunklem Steppenboden gefüllte Reste pleistozäner Frostspalten. Im Untergrund Tehuelche Gerölle, deren oberer Teil in die Grundmoräne einbezogen und hierbei gestaucht wurde. Pampa de Castillo, westlich Comodoro Rivadavia, Patagonien, 720 m.



Photo Czajka

Abb. 8. Vermutlich seichte Reste pleistozäner Frostspalten über patagonischen Geröllen bei San Antonio Oeste, etwa 40 m über dem heutigen Meeresspiegel.

kürzlich ihre Auffassungen bekanntgaben. Wie einleitend erwähnt wurde, besteht eine gewisse Schwierigkeit, die Einbeziehung der Tehuelche-Gerölle in die Grundmoräne und die damit verursachte Deformation der ursprünglich fluviatilen Ablagerung zu trennen von Frostbodenphänomen. Es kann hierbei vergleichend nochmals auf CORTE hingewiesen werden: er fand in den erwähnten Höhenlagen in eindeutiger Grundmoräne Fältelungen unterhalb von rezentem Strukturboden, ohne dass zwischen beiden eine Beziehung festgestellt werden konnte. Die Frage ist, ob die untere Deformation auf pleistozäne Würgeböden oder ähnliches, oder aber Eisbelastungsdruck zurückgeht. Ähnliches fand Verfasser im Hangenden der Tehuelchegerölle, soweit diese noch den ungestörten fluviatilen Verband besaßen, auf der Pampa de Castillo, 720 m hoch, westlich von Comodoro Rivadavia in Patagonien (Abb. 7), mit der Abwandlung, dass über den gestauchten Geröllen die Reste von pleistozänen Frostspaltennetzen erkennbar sind. Nach dem Gesamtzusammenhang ist es unwahrscheinlich, dass die Stauchungen der fluviatilen Schichten in ihrem oberen Abschnitt Solifluktionerscheinungen sind. Die fossilen Frostspalten jedoch bleiben positives Kriterium. Sie sind mit ziemlich dunklem Boden der patagonischen Steppe angefüllt.

Weniger zuverlässig ist die Deutung der Abb. 8. Die Reste der Frostspalten sind seicht. Aber das liesse sich mit äolischer Abtragung in der Steppe erklären. Darunter folgt eine wenig mächtige Schicht der Tehuelchegerölle, die die ursprüngliche Schichtung nicht mehr zeigt, während sie etwas tiefer noch erkenntlich ist. Ein pleistozäner Frostboden erscheint also möglich,

was darum von Wichtigkeit ist, weil Abb. 8 in der Nähe von San Antonio-Oeste wenig über dem heutigen Meeresspiegel aufgenommen wurde. Man kann hinzufügen, dass in etwa gleicher Höhenlage bei Carmen de Patagones dicht unter der Oberfläche plattige Kalkanreicherungen anzutreffen sind, die nach ihrer Lagerungsstörung entweder »Stiche«²¹⁾ oder Grundmoränen stauchungen nachweisen, also entweder auf Frostboden oder Eisbedeckung schliessen lassen. Für die Bestimmung der Untergrenze innerhalb der periglazialen Erscheinungen ist die Entscheidung dieser Frage nicht von grossem Belang. Gab es hier Vereisung, so lag die Frostboden-Untergrenze sowieso tief; andernfalls würde aber die Wirkung von gefrorenem Boden vorliegen.

In jedem Fall ist anzunehmen, dass die Verbreitungsgrenze des pleistozänen Frostbodens aus der Gegend südlich von Mendoza etwa nach SE verlief und mindestens im Mündungsgebiet des Rio Negro — oder auch noch nördlich davon — die heutige Küste erreichte.

Alles verknüpft sich also mit der Frage nach der Vereisung Patagoniens. Aber damit hat V. AUER wieder das Wort, der bisher in vorläufigen Mitteilungen und vorwiegend unter Verwendung von »Schollen«²²⁾ ortsfremden Gesteins als Kriterium die extra-andine Vereisung vertrat und auch bereits, wie eingangs mitgeteilt, Frostspalten entdeckte.

²¹ Bezeichnung von K. KEILHACK, neuerdings zitiert von H. POSER.

²² Bezeichnung nach PETERSEN, in der Reihe: Fortschritte der Geol. u. Paläontologie.

El distrito de agroclimático de Helsinki y su discrepancia con los distritos Argentinos

Prof. Ing.-Agr. ARMANDO L. DE FINA

Buenos Aires

Helsinki, capital de Finlandia y ciudad natal del ilustre Profesor, Dr. VÄINÖ AUER, acusa las temperaturas (°C) y precipitaciones (mm) medias mensuales, siguientes (1):

E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
-5.7	-6.2	-3.4	2.0	8.1	13.3	16.6	14.8	10.3	5.5	0.6	-3.5	4.4°C
54	52	47	40	44	49	62	81	72	68	71	64	704 mm

Según los valores termopluviométricos que anteceden, Helsinki pertenece al distrito agroclimático cuya notación es 35/23 3/3.

Por distrito agroclimático se entiende el área de máxima extensión, donde las condiciones climáticas son lo suficientemente *uniformes* como para permitir asegurar que, en todas las localidades comprendidas en él, pueden hacerse los mismos cultivos, con probabilidades de éxito muy semejantes en todas ellas.

Para establecer los distritos agroclimáticos, el autor (2) parte de los fundamentos siguientes:

- a) El desarrollo, crecimiento, rendimiento cuanti y cualitativo de las plantas cultivadas está vinculado con numerosos elementos climáticos, pero hay dos (temperatura y precipitaciones acuosas) que por sus efectos directos sobre las plantas y por reflejar la modalidad de los restantes elementos del clima (duración astronómica del día, intensidad de la radiación solar, humedad de la atmósfera, evaporación, nubosidad, etc.) son los que acusan la más estrecha relación con los cultivos;

- b) De todos los elementos climáticos registrados, la temperatura y las precipitaciones lo son sobre redes más densas y durante lapsos más prolongados y, asimismo, sus datos medios mensuales, por lo general, se encuentran listos para ser utilizados, lo que permite establecer con más facilidad y exactitud la distribución geográfica de ambos elementos del clima;
- c) El éxito de numerosísimos cultivos depende, principalmente, de que las plantas:
- 1) Satisfagan sus exigencias propias en horas de frío;
 - 2) No mueran por efecto de fríos excesivos;
 - 3) Dispongan, en el año, de cierto período mínimo libre de heladas;
 - 4) Acumulen una determinada suma de temperaturas medias diarias;
 - 5) En ciertas fases del desarrollo, en especial durante la fructificación, hallen temperatura convenientemente elevada;
 - 6) No sean dañadas o destruidas por calores excesivos;
 - 7) Encuentren a disposición de sus raíces en el curso de sus diferentes fases, una cantidad satisfactoria de agua;
 - 8) Puedan recibir oportuna y eficientemente los tratamientos culturales, por no dificultar los trabajos tiempo demasiado seco o húmedo;
 - 9) A lo largo de todo su desarrollo hallen condiciones adecuadas respecto a los restantes elementos climáticos, aparte de los térmicos y pluviométricos, enunciados en el fundamento a);
 - 10) No sean perniciosamente atacadas por plagas o dominadas por malezas, favorecidas por el curso de las condiciones meteóricas.

Establecidos los fundamentos que anteceden, basados en los conocimientos que señala la bibliografía corriente acerca de la climatología y ecología agrícolas, se presentan dos problemas a resolver:

- 1°.— ¿Qué valores termopluviométricos son los más convenientes y representativos para establecer los distritos agroclimáticos?
- 2°.— ¿Sobre qué amplitud de los valores termopluviométricos que se elijan, deben delimitarse los distritos agroclimáticos, a fin de que éstos resulten verdaderamente útiles?

La solución dada, el autor la basa en la experiencia que adquirió al analizar la difusión geográfica y el comportamiento de 18 cultivos índices (cacao, ananás, banano, limonero, datilera, olivo, higuera, vid europea, nogal europeo, duraznero, peral, manzano; algodón «upland», sandía, maíz, trigo, avena y cebada).

Respecto al primer problema planteado, el autor llegó a las siguientes conclusiones:

- I) Combinando sólo cinco valores termopluviométricos, fáciles de obtener, es posible caracterizar, suficientemente, el clima respecto a

las 10 condiciones atmosféricas citadas como determinantes del éxito de los diversos cultivos.

II) Esos cinco valores termopluviométricos, promedios de muchos años de observaciones (en lo posible más de 15 ó 20 años) son:

- 1) Temperatura media mensual más alta del año.
- 2) Temperatura media mensual más baja del año.
- 3) Precipitación media en el trimestre más caluroso del año.
- 4) Precipitación media en el trimestre más frío del año.
- 5) Por ciento (%) de precipitación media en el semestre restante, respecto a la caída en el semestre constituido por los trimestres más caluroso y frío y que se considera como base 100.

En lo atinente al segundo problema, la experiencia recogida indica que, una diferencia mayor de 2°C, registrada en diversas localidades, ya sea en la temperatura media mensual del mes más caluroso o más frío del año, es suficiente para diferenciar más de un distrito, aun cuando las otras condiciones climáticas permanezcan constantes.

Eso en cuanto a la temperatura; en lo que respecta a las precipitaciones medias en el trimestre más caluroso o más frío del año, las cantidades expresadas en milímetros, que excedidas son capaces de originar nuevos distritos, aun cuando las otras condiciones climáticas permanezcan constantes, se indican seguidamente:

0 a	25	350 a	500
25 »	50	500 »	700
50 »	100	700 »	900
100 »	200	900 »	1.200
200 »	350	1.200 ó	más

En lo relativo a los valores %, de precipitación en el semest rerestante, los valores que, excedidos, dan origen a nuevos distritos son:

0 a 50 %
50 » 200 » (categoría más frecuente)
200 » 400 »

A fin de evitar interpretaciones erróneas, es necesario aclarar que, los valores pluviométricos trimestrales precedentes son considerados límites, *a semejanza de las restantes 4 condiciones climáticas*. Como corolario *no* debe suponerse, por ejemplo, que la precipitación de 100 a 200 mm, en el trimestre más caluroso del año, acusará la misma eficiencia para los cultivos, tanto en una región donde la temperatura media del mes más cálido es de 5°, como en otra donde sea de 13° ó de 21° ó de 35°, etc.

Lo que sí es posible afirmar es que, en las diversas localidades que no acusen en el mes más caluroso, ni en el mes más frío del año, diferencias su-

periores a 2°C en sus temperaturas medias mensuales que, se mantengan en el trimestre más caluroso y en el trimestre más frío del año, dentro de los límites pluviométricos medios de la escala enunciada, y que, asimismo, se conserven dentro de determinada categoría de % de precipitaciones en el semestre restante, pueden hacerse los mismos cultivos con probabilidades de éxito muy semejantes en todas ellas. Dicho con otras palabras, todas las localidades referidas formarán un solo distrito agroclimático.

Como es fácil comprender, un mismo distrito puede repetirse en diversas partes de la superficie terrestre; de ahí la conveniencia de identificarlo y precisarlo, cualquiera sea la región donde se presente. Este aspecto interesa particularmente en el desarrollo de esta breve nota.

A tal fin se establecen las categorías de temperatura media mensual, de suma de precipitación media trimestral, y de por ciento de precipitación en el semestre restante, según el detalle de las escalas que se agregan.

Helsinki, acusa los cinco valores termopluviométricos básicos siguientes:

Temperatura media mensual más alta del año	= 16°6
Temperatura media mensual más baja del año	= -6°2
Precipitación media en el trimestre más caluroso del año	= 192mm
Precipitación media en el trimestre más frío del año	= 170mm
Por ciento de precipitación en el semestre restante	= 94 %

De acuerdo a las tres escalas prefijadas, esos cinco valores básicos pertenecen a las categorías señaladas a continuación:

Temperatura media mensual más alta del año	= categ. 35
Temperatura media mensual más baja del año	= » 23
Precipitación media en el trimestre más calur. del año	= » 3
Precipitación media en el trimestre más frío del año	= » 3
Por ciento de precipitación en el semestre restante.	= (sin signo)

Para la identificación de un clima, cualquiera, se procede a formar dos quebrados con las cuatro categorías obtenidas por medio de las escalas; el primer quebrado está constituido por las dos categorías de temperatura y el segundo quebrado por las dos categorías de precipitación.

En el primer quebrado (térmico) y el segundo (pluviométrico), el numerador corresponde al mes y al trimestre más caluroso del año, respectivamente; a su vez el denominador corresponde al mes y al trimestre más frío del año, respectivamente. Es obvio que, en el primer quebrado (térmico) el denominador nunca puede ser mayor que el numerador.

Continuando con el caso de Helsinki, el quebrado térmico es 35/23 y el pluviométrico 3/3, por lo tanto el distrito al cual pertenece queda identificado así: 35/23 3/3; tal cual como se adelantó.

De acuerdo con lo ya explicado, si en otras áreas de la superficie terrestre aparece el distrito 35/23 3/3, se puede afirmar que, en todas ellas, es factible llevar a cabo, con probabilidades de éxito muy semejantes, los mismos cultivos que se practican en el distrito al cual pertenece Helsinki.

En algunas regiones, especialmente en la zona intertropical, puede ocurrir que el régimen pluviométrico sea apreciablemente asimétrico respecto al régimen térmico o que, siendo simétrico, presente máximos o mínimos muy breves y acusados.

La mayoría de los climas no ofrecen dichas particularidades y en ellos, pues, en los seis meses comprendidos por el trimestre más caluroso y el trimestre más frío del año se registra, aproximadamente, tanta lluvia como en el semestre restante o, dicho con otras palabras, en este último la cantidad de lluvia precipitada es el 100 %, aproximadamente, de la suma caída en el semestre que constituye el quebrado pluviométrico.

En los casos especiales, mencionados, pueden presentarse las dos variantes climáticas principales, dignas de constituir nuevos distritos, siguientes:

- a) En el semestre restante llueve mucho menos (menos de la mitad o sea menos del 50 %) que en el semestre incluido en el quebrado pluviométrico;
- b) En el semestre restante, a la inversa, llueve mucho más abundantemente (más del doble o sea más del 200 %) que en el semestre incluido en el quebrado pluviométrico.

En la primera variante, caso a), el clima es menos lluvioso del que conduciría a inferir, normalmente, el quebrado pluviométrico, por tal motivo, para diferenciar otro distrito, a este quebrado se le agregará el signo-, por ejemplo; 41/32 4/0. —

En la segunda variante, caso b), el clima es más lluvioso del que llevaría a inferir, normalmente, el quebrado pluviométrico, por dicha razón, a éste, para diferenciar otro distrito, se le agregará un signo +, verbigracia: 39/37 5/4 +.

En el caso de Helsinki, que se está siguiendo, la notación es simplemente 35/23 3/3, sin ningún signo, puesto que en el semestre restante caen 342 mm, o sea el 94 % de la lluvia que corresponde al semestre del quebrado pluviométrico y que es de 362 mm (192 + 170).

Es interesante destacar que, en la República Argentina, cuyo territorio se extiende desde el polo sur hasta algo más al norte del trópico de Capricornio, no existe ningún lugar que pueda clasificarse como perteneciente al distrito agroclimático 35/23 3/3, cuya notación corresponde al de Helsinki.

En efecto, tomando como base los datos promedios del decenio 1928—1937 de los 103 observatorios meteorológicos, contenidos en la última publi-

cación (3) climatológica oficial argentina, surge que dos de las localidades que difieren menos con Helsinki son: Piedra Clavada y Ushuaia, que ubicadas a latitudes australes $46^{\circ}46'$ y $54^{\circ}49'$ respectivamente, se encuentran mucho más cerca del ecuador que Helsinki ($60^{\circ}2'$ L.N.).

La notación de Piedra Clavada es 35/27 1/1, es decir que, su invierno es mucho más suave que el de Helsinki y las precipitaciones, tanto en verano como en invierno, son mucho más escasas que en la capital de Finlandia.

La notación de Ushuaia es 31/27 3/3, o sea que, en cuanto a las precipitaciones la semejanza es muy grande, no así en lo que se refiere a la temperatura. En efecto, el verano de Ushuaia es mucho más frío que el de Helsinki, mientras que el invierno de Ushuaia es apreciablemente más suave que el de la capital finesa.

La falta de un distrito agroclimático, argentino, semejante al de Helsinki obedece, principalmente, a una discrepancia, de carácter general, entre el clima de la República Argentina y el de Finlandia.

Dicha discrepancia consiste en que, en Finlandia, si bien el invierno es muy frío, luego el verano es apreciablemente tibio, mientras que, en la República Argentina la diferencia de temperatura entre el invierno y el verano es poco marcada, en las grandes latitudes equivalentes o vecinas a la de Finlandia.

A este respecto es ilustrativo destacar que en las islas, argentinas, Orcadas del Sur ($60^{\circ}43'$ L.S.), situadas prácticamente a la misma latitud de Helsinki, la amplitud anual de la temperatura, o sea la diferencia entre la temperatura media del mes más caluroso y la del mes más frío, es de sólo 13.1°C , mientras que, en Helsinki es de 22.8°C . En la capital de Finlandia el verano es apreciablemente tibio (julio $16^{\circ}6$); en la Orcadas del Sur, en cambio, no existe verano, pues la temperatura media mensual más alta (enero) es apenas de $0^{\circ}3$.

Las islas Orcadas del Sur pertenecen al distrito agroclimático 27/20 3/2; recordando que el de Helsinki es 35/23 3/3, se comprende fácilmente porqué, mientras en la región de la capital de Finlandia existe una agricultura y una ganadería muy prósperas, que sustentan una población muy densa, las islas Orcadas del Sur son tierras casi eternamente heladas, por falta de verano. A su vez, esta falta de verano se debe a la gran predominancia de las superficies oceánicas que reina en el hemisferio sur.

El cotejo, que precede, es un hermoso ejemplo del nexo existente entre lo geológico-geográfico, climático, biótico y humano, al cual ha dedicado buena parte de sus investigaciones nuestro homenajado, el preclaro y dilecto amigo, Prof. Dr. VÄINÖ AUER, a quien el autor dedica esta breve nota.

Escalas para establecer las categorías de temperaturas y precipitaciones

I. Escala térmica para el mes más caluroso o más frío

Categoría	Temperatura media mensual grados centígrados	
1	— 50°	ó más frío
2	— 48°	a — 49°9
3	— 46°	» — 47°9
4	— 44°	» — 45°9
5	— 42°	» — 43°9
6	— 40°	» — 41°9
7	— 38°	» — 39°9
8	— 36°	» — 37°9
9	— 34°	» — 35°9
10	— 32°	» — 33°9
11	— 30°	» — 31°9
12	— 28°	» — 29°9
13	— 26°	» — 27°9
14	— 24°	» — 25°9
15	— 22°	» — 23°9
16	— 20°	» — 21°9
17	— 18°	» — 19°9
18	— 16°	» — 17°9
19	— 14°	» — 15°9
20	— 12°	» — 13°9
21	— 10°	» — 11°9
22	— 8°	» — 9°9
23	— 6°	» — 7°9
24	— 4°	» — 5°9
25	— 2°	» — 3°9
26	— 0°	» — 1°9
<hr/>		
27	0°	a 1°9
28	2°	» 3°9
29	4°	» 5°9
30	6°	» 7°9
31	8°	» 9°9
32	10°	» 11°9
33	12°	» 13°9
34	14°	» 15°9
35	16°	» 17°9
36	18°	» 19°9
37	20°	» 21°9
38	22°	» 23°9
39	24°	» 25°9
40	26°	» 27°9
41	28°	» 29°9
42	30°	» 31°9
43	32°	» 33°9
44	34°	» 35°9
45	36°	ó más caluroso.

II. Escala de precipitaciones para el trimestre más caluroso o más frío

Categoría	Precipitación media trimestral (lluvia o nieve) mm	
0	0 a	24,9
1	25 »	49,9
2	50 »	99,9
3	100 »	199,9
4	200 »	349,9
5	350 »	499,9
6	500 »	699,9
7	700 »	899,9
8	900 »	1.199,9
9	1.200 ó más lluvias	

III. Escala del por ciento de precipitaciones en el semestre restante, respecto a las que se registran en el semestre compuesto por los trimestres más caluroso y más frío y que constituyen la base de 100

Categoría	Por ciento de precipitaciones	
—	0 a	49,9
(sin signo)	50 »	199,9
+	200 »	399,9
++	400 ó más	

Resumen

En la República Argentina, cuyo territorio se extiende desde el polo sur hasta algo más al norte del trópico de Capricornio, no existe ningún distrito agroclimático semejante al de Helsinki (35/23 3/3). Mientras en la región de la capital de Finlandia se desarrollan una agricultura y una ganadería prósperas, como consecuencia de su verano apreciablemente tibio, en las tierras argentinas, ubicadas a una latitud geográfica equivalente, sólo reinan hielos casi eternamente, por la ausencia de verano (distrito agroclimático 27/20 3/2). La diferencia climática, entre ambos lugares, obedece al gran predominio de las superficies oceánicas en el hemisferio austral.

Bibliografía Citada

1. BIASUTTI, R. Il paesaggio terrestre. 1 vol. 379 pág. Unione Tipografico Editrice Torinese. Torino. 1947.
2. DE FINA, A. L. Sistema practico para dividir los paises en distritos agroclimaticos. Revista de Investigaciones Agrícolas 4 (4): 344—355. Buenos Aires. 1950.
3. DIRECCION DE METEOROLOGIA, G. E. H. Estadísticas climatológicas. Valores promedios y absolutos registrados en el periodo 1928—1937. Serie B. Publ. No 1. 121 pág. Buenos Aires. 1944.

Crisostomatáceas Platenses

Prof. Dr. JOAQUIN FRENGUELLI

Ciudad Eva Perón (La Plata)

Mi anterior contribución al conocimiento de las Crisostomatáceas platenses ¹⁾ se ocupó solamente de aquellas formas que pude hallar en los limos tripoláceos que ocupan las bajas terrazas de la región de la desembocadura de los arroyos de la provincia de Buenos Aires. Agregaré ahora algunas otras formas, entre las más interesantes, que observé en los mismos limos tripoláceos de otras localidades argentinas cuando tuve la oportunidad de examinar los materiales ya publicados en mi «Diatomeas del Platense» (1945).

De la misma manera que en los limos mencionados en mi primera comunicación, también en las demás localidades los restos de Crisostomatáceas son relativamente escasas, puesto que, en todas partes, el Platense se caracteriza por su notable riqueza en frústulos diatómicos y en todas partes se confirma el conocido antagonismo biológicos: en los biotopos donde abundan las Diatomeas escasean las Crisostomatáceas y, viceversa, en los pantanos donde éstas pululan el ambiente ecológico es adverso a la mayor parte de las especies diatómicas.

Recordaré de paso que, en la Argentina, el Platense está constituido por un sedimento de agua dulce o muy levemente salobre, depositado en deltas o en ambiente fluvio-palustres hacia el final del período epiglacial, durante una fase regresiva que puede sincronizarse con la fase final del Flandriano de DUBOIS, esto es con aquella regresión epiglaciaria de DALY y DENIZOT que, según RYDBECK, se iniciara también en las costas de Escandinavia meridional.

También de paso recordaré que aun queda por resolverse de una manera cabal la verdadera naturaleza de estos pequeños microorganismos de caparazón silíceo que hoy, adoptando el nombre propuesto por CHODAT (1921),

¹⁾ — *Traquelómonadas del Platense de la provincia de Buenos Aires*, Notas del Museo de La Plata, I, 35-44, Buenos Aires, 1935.

llamamos Crisostomatáceas. La razón de tal deficiencia depende principalmente del hecho de que los viejos autores, como EHRENBURG (1833) quien describió los primeros ejemplares bajo el nombre genérico de *Trachelomonas* y PANTOCSEK (1912) quien los interpretó como frústulos de Diatomeas, de la misma manera que los autores modernos (DEFLANDRE, CONRAD, CHODAT, RAMPI, ANDRIEU, ZANON, FRENGUELLI), quienes ya los tratan como formando un grupo autónomo, generalmente han limitado su estudio a la morfología de los caparazones vacíos. En realidad, hasta ahora sólo DEFLANDRE ha publicado breves observaciones sobre materiales vivos, procedentes de una turbera de *Sphagnum*²), llegando a la conclusión de que realmente existe un cierto número de formas especiales que parece no tener nada en común con los conocidos quistes de *Crisomonadinas*, también provistos de caparazón silíceo.

Otro problema que espera una solución satisfactoria es el de establecer criterios seguros, en base a ulteriores estudios biológicos, para diferenciar las Crisostomatáceas no sólo de los quistes silíceos recién mencionados sino también de los numerosos caparazones determinados como *Trachelomonas* sin que sus autores se hayan preocupado en establecer si se trata de caparazones silíceos o de otra naturaleza. Es una cuestión que será imprescindible resolver por cuanto estos diminutos corpúsculos, observados en las figuras publicadas por sus autores, inclusive en las excelentes monografías de DEFLANDRE y de SKVORTZOW, no podrían distinguirse de muchas especies de Crisostomatáceas si no se establece la naturaleza de la materia que forma sus respectivos caparazones.

Las formas que en esta nota creo interesante agregar a las ya conocidas para el Platense son las que siguen.

Chrysostomum Stanleyi (Skv.) Freng., figs. 1—2.

Los dos ejemplares figurados corresponden al Platense del cañadón de Chapar (fig. 1) y del arroyo Chapadmalal (fig. 2), en la provincia de Buenos Aires. Esta especie, muy variable en la forma de su caparazón, en la Argentina ya aparece en el Plioceno y es frecuente en el Platense de toda la República. Fué asimilada por mí a *Trachelomonas Stanleyi* Skv., pero con mucha duda por cuanto SKVORTZOW, al fundar la especie sobre ejemplares de un pantano del Sud de China, nada dice con respecto de la naturaleza de su caparazón.

² DEFLANDRE G. Sur l'abus de l'emploi, en paléontologie, du nom de genre *Trachelomonas* et sur la nature de quelques ex «*Trachelomonas*» silicieux (*Chrysomonadines*) tertiaires et quaternaires, Annales de Protistologie, IV, 151—165, Paris, 1934.

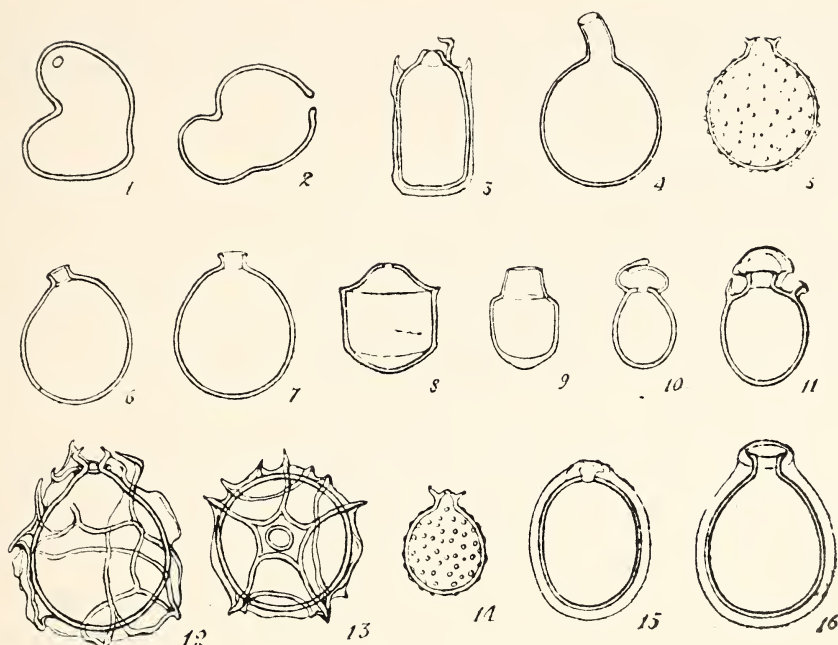


Fig. 1. 1—2, *Chrysostomum Stanleyi* (Skv.) Freng.; 3, *Carnegiea cylindrica* n.sp.; 4, *Deflandreia platensis* n.sp.; 5, 14, *Outesia perlifera*; 6—7, *Clericia Mangini* var. *pyriformis* n.var.; 8, *Clericia capsula* n.sp.; 9, *Trachelostomum bursa* n.sp.; 10, *Outesia flagellifera* n.sp.; 11, *Carnegiea flabellifera* n.sp.; 12—13, *Carnegiea Aueri* n.sp.; 15, *Clericia ovata* n.sp.; 16, *Clericia Aueri* n.sp.—

Clericia ovata n.sp., fig. 15.

Caparazón ovoidal, largo 17—18 μ y ancho 13—13 $\frac{1}{2}$ μ , sílice reforzada por una espesa capa de sílice secundaria, de superficie lisa; cuello muy bajo, con canal relativamente ancho, oblicuo y tortuoso. El ejemplar figurado procede del Platense del río Quequén Grande cerca de Necochea (Buenos Aires).

Clericia Aueri n.sp., fig. 16.

Caparazón ovoidal, largo 20 μ y ancho 15 μ ; membrana robusta, revestida por gruesa capa de sílice secundaria, de superficie lisa; cuello bajo y relativamente ancho, derecho, alto 2 μ , con canal ancho y orificio poral abierto en embudo, alcanzando un diámetro de casi 4 μ . Procedente de la misma localidad de la especie anterior. Especie dedicada al Prof. Dr. VÄINÖ AUER.

Clericia Mangini var. *pyriformis* n.var., figs. 6—7.

Difiere de la forma típica por la forma de su caparazón ampliado y redondeado en su hemisferio posterior, y por la posición del cuello situado algo

lateralmente al polo anterior del caparazón y levemente inclinado. Como las dos especies anteriores, procede del Platense del río Quequén Grande cerca de la ciudad de Necochea (Buenos Aires).

Clericia capsula n.sp., fig. 8.

Caparazón brevemente cilíndrico, en forma de cajita con base ampliamente curva y cubierta en su centro levantada y abovedada, de $10-10\frac{1}{2}\mu$ de diámetro y 12μ de alto; sílice delgada, de superficie lisa, con bordes finamente angulosos en los lindes superior e inferior de la parte cilíndrica del caparazón; poro circular, pequeño, de apenas poco más de 1μ de diámetro. El ejemplar dibujado procede del Platense del arroyo de Doll, Entre Ríos.

Outesia perlífera n.sp., figs. 5 y 14.

Caparazón esférico o muy levemente elíptico, de $9-12\mu$ de diámetro; sílice delgada, con superficie esparcida de pequeñas perlas distribuidas sin orden; cuello de $1\frac{1}{2}\mu$ de largo $2\frac{1}{2}-3\frac{1}{2}\mu$, cilíndrico pero bruscamente restringido en su extremo, alrededor de un poro de 1μ de diámetro; gorguera corta, de borde romo o algo filoso. En su aspecto general se parece a *Clericia fraga* Freng. y más aún a *Clericia perlata* Freng.; pero se distingue de ambas especies por estar provista de una gorguera periporal que la define como una especie del género *Outesia*. Los ejemplares observados proceden del Platense del arroyo de Doll (Entre Ríos) y del arroyo Sañicó, cerca de Piedra del Águila (Neuquén).

Outesia flagellífera n.sp., fig. 10.

Caparazón ovoidal, pequeño, de 9μ de alto y 7μ de ancho máximo; sílice delgada, de superficie lisa; poro circular muy pequeño, sin cuello, pero con borde levemente engrosado; gorguera reducida a dos estomatocercos en forma de largos flagelos de extremo claviforme, encorvados internamente y cruzando sus extremos arriba de la abertura poral del caparazón. Un solo ejemplar procedente del Platense del arroyo de Doll (Entre Ríos).

Carnegia cylíndrica n.sp., fig. 3.

Caparazón cilíndrico, de base muy levemente convexa, de 16μ de largo total y $8\frac{1}{2}\mu$ de diámetro; sílice de la cápsula delgada, pero recubierta de una capa de sílice secundaria de espesor desigual y de superficie en parte algo ondulada; cuello trunco-cónico, aproximadamente de 2μ de largo y $3\frac{1}{2}\mu$ de ancho, terminando en un poro de casi 1μ de diámetro; gorguera reducida a un único estomatocercos laminar en su comienzo curvo con concavidad externa, luego encorvado superiormente después de haberse doblado

en codo brusco, techando parcialmente el orificio poral; expansión aliforme procedente de la sílice secundaria, internamente uncinada. Esta nueva y rara especie procede del Platense del arroyo Conlara, cerca de Santa Rosa (San Luis); es algo parecida a mi *Carnegia dactylus* de la cual, sin embargo, difiere claramente por su característico estomatocерco y la forma de su cuello.

Carnegia flabellifera n.sp., fig. 11.

Caparazón obovado, de $15\ \mu$ de alto, de los cuales sólo $10\ \frac{1}{2}$ corresponden a la cápsula, ancho $9\ \frac{1}{2}\ \mu$; cápsula con polo inferior redondeado y el superior achatado, de superficie lisa, sin sílice secundaria; cuello cilíndrico, algo dilatado en su orificio externo, alto $2\ \mu$ y ancho $3\ \mu$; gorguera dilatada lateralmente en forma de un ancho abanico, alto $1\ \frac{1}{2}\ \mu$ ancho $7\ \mu$, de borde superior curvo y encorvado por encima del orificio poral; expansión aliforme reducida a tres estomatocercos, dos baculiformes aparejados en un lado y uno uncinado en forma de uña en el lado opuesto. El ejemplar figurado procede del Platense de Merced de Tacana, cerca de la ciudad de Santiago del Estero.

Carnegia Aueri n.sp., figs. 12—13.

Caparazón piriforme de 16 a $20\ \mu$ de alto y $15\ \frac{1}{2}$ a $17\ \mu$ de ancho máximo, sin cuello; superficie de la cápsula adornada por sílice secundaria modelada en láminas de forma variada y en cordones reunidos entre sí a formar mallas irregulares, amplias, de cuyos nudos salen espinas en forma de ganchos; alrededor del poro los cordoncitos se unen a formar un rodete poligonal, generalmente en estrella de cinco puntas; poro relativamente grande, elíptico, de $2\ \frac{1}{2}$ a $3\ \mu$ de diámetro mayor, rodeado por una serie de ganchos formados en parte por estomatocercos y en parte por la sílice secundaria. Esta nueva especie, que dedico al Prof. VÄINÖ AUER, es escasa en el Platense del río Conlara, cerca de la ciudad de Santa Rosa (San Luis).

Deflandreia platensis n.sp., fig. 4.

Caparazón globoso, casi esférico, de sílice delgada y superficie completamente lisa, de $13\ \mu$ de diámetro; cuello cilíndrico, levemente encorvado, de $2\ \frac{1}{2}\ \mu$ de diámetro y 5 u de largo. El ejemplar figurado procede del Platense del río Quequén Grande, cerca de Necochea (Buenos Aires).

Trachelostomum bursa n.sp., fig. 9.

Caparazón cilíndrico, de base convexa, de superficie lisa; paredes delgadas, pero engrosadas en el polo inferior de la cápsula; cuello sucilíndrico, ancho, de sílice más delgada que la de las paredes de la cápsula; cápsula $8\ \mu$ de alto por $7\ \frac{1}{2}\ \mu$ de ancho; cuello $3\ \mu$ de largo por $5\ \mu$ de diámetro en su base y $4\ \mu$

en su orificio externo. Esta nueva especie, la segunda que se establece para este género, procede del Platense del arroyo La Carolina, cerca de su desembocadura en Mar del Sur, General Alvarado (Buenos Aires).

On the Pleistocene Geology of Southeastern New England

Dr. ESA HYYPÄ

Helsinki

Contents

	P.
Introduction	156
Acknowledgements	157
Previous Studies	158
Martha's Vineyard	162
Gay Head	162
Nashaquitsa Cliffs	165
Summary on Martha's Vineyard	170
Cape Cod	170
Highland Light	171
Summary on Highland Light	180
Indian Neck	182
Mainland	186
Indian Hill	186
Summary on Indian Hill	194
Taunton	195
Bridgewater	199
State Farm, South Bridgewater	202
Summary on the Taunton-Bridgewater area	207
Barrington, R.I.	210
General Synthesis	210
Sea Level during the Wisconsin Stage	210
Wisconsin Sequence in Southeastern New England and Suggested Correlations	214
Correlation to South America	218
References	221

Introduction

In 1938—39 I had the opportunity to do geological research work in the United States of America. The object of my investigations was the geology of the Pleistocene epoch in New England, particularly as regards changes of sea level, the development of climatic conditions and forests, and glacial morphology and stratigraphy. The field investigations were carried out in the summers of 1938 and 1939. I made a preliminary study already in America of the material collected, with Yale University serving as my home base. Upon my return to Finland in the fall of 1939, the war, which had just broken out, forced me to interrupt my research project. During the war years the laboratory investigations were, however, completed in part; but I was unable to undertake the actual task of evaluating the material until peace was restored, and even after that my regular job and many other time-consuming duties have greatly delayed the completion of the project begun in America. A contributing factor has also been the extensiveness of my material, which embraces more than 400 investigated localities and some 5,000 peat and mineral earth specimens. This unavoidable delay has, on the other hand, benefited my work, as in recent years American geologists have published many valuable studies considering from various angles the problems involved in my own New England material. These studies have provided me with extremely welcome new correlations.

Notwithstanding the considerable amount of meritorious geological research already done in the New England area, many of the principal questions relating to the Pleistocene still await their final solution. This is wholly understandable, for during the past three decades research methods in glacial geology have developed greatly and the number of investigators has increased. At the same time as certain old conceptions have been rejected, differences of opinion have arisen in regard to new ones. This is happening at present everywhere in research on the Pleistocene glacial epoch, which reveals the swift development of this branch of science as it passes over into a new phase, especially in regard to research methods.

This paper deals in a preliminary way with certain problems relating to the development of the late-Pleistocene stage in southeastern New England. Limits of space prevent a presentation in this connection of my entire material, but all the essential data have been included. In the near future I shall publish the part of my investigations concerning the post-glacial period in New England.

Research on the development and division of the Pleistocene in New England is nowadays provoking special attention and discussion in America, and therefore a report on the glacio-geological part of my project would seem to be of timely interest.

Acknowledgements

This research project was made possible by grants awarded by Helsinki University (Rosenberg Fellowship) and the Finnish Ministry of Education. For the subsequent research work carried out in Finland, I received grants from the Jenny and Antti Vihuri Foundation as well as the State Board of Natural Science (State Scientific Board). I owe a debt of gratitude to each of the donors. In the United States of America I was able to situate myself at Yale University, and I am grateful for the opportunities to work provided by that institution. In particular, I want to acknowledge the sympathetic interest in my project of Prof. R. F. FLINT of Yale, whose help proved valuable. At Yale I received help also from Prof. EDWARD DEEVEY, JR., in many of the practical arrangements of my work as well as from Dr. and Mrs. L. WASH-BURNE. It is my gratifying duty to extend thanks to Prof. R. LOUGEE, then of Colby College, Maine, too, as well as Profs. DONALD H. CHAPMAN and G. WHITE of the University of New Hampshire for their assistance.

The Academy of Natural Science of Philadelphia offered me the opportunity to have the more important samples in my material studied for diatom flora under the direction of Mrs. RUTH PATRICK, Ph.D., who at a great sacrifice of time gave me her expert assistance in the difficult job of identifying the species. I am greatly indebted to her and the academy she represents.

In my field investigations I was assisted by my wife, Mrs. VAPPU HYYPÄ, who earned my heartfelt gratitude.

In Finland my teachers, Profs. M. SAURAMO and V. AUER, contributed their aid to my researches in many ways from the very beginning, and acquaintance with Prof. Auer's scientific accomplishments in South America has proved especially fruitful. My sincere thanks to both teachers! Prof. A. LAITAKARI, director of the Geological Survey has granted me the use of

the institution's facilities in preparing my material for publication, and for this I am likewise grateful.

The main part of the numerous pollen and diatom analyses in my material has been carried out under my direction by Miss K. SALMINEN, M.A. and assistant geologist, who performed the time-consuming microscope work with commendable conscientiousness and skill born of experience. I received further aid in making my diatom analyses from K. MÖLDER, Ph.D. Misses K. and A. PARKKONEN assisted in other laboratory work. I sincerely thank them all.

I also wish to thank Mr. PAUL, SJÖBLOM, M.A., for doing the English translation.

Previous Studies

New England, particularly the southeastern part of it, has been a classical area of American glacio-geological research for more than a century (HITCHCOCK 1833). Spread of knowledge about the glacial theory set into motion there, as in other glaciated regions, a series of lively investigations, which was given special impetus by the eventual general acceptance of the polyglacial theory concerning the Pleistocene epoch (PENCK 1879—82, PENCK & BRÜCKNER 1901—1909, CHAMBERLIN 1883). As clear as the division of the Pleistocene into several stages appeared to be in the Middle West, the geologists of New England could not perceive in their area the existence of more than one glacial age, which they set parallel to the Wisconsin stage in the Middle West. Nevertheless, as early as 1889 N. S. SHALER ventured to divide the glacial age in New England into two stages, between which he placed a long interglacial period. This concept of his was based on investigations carried out at Nantucket and on the islands of Martha's Vineyard south of Cape Cod. J. B. WOODWORTH (1896) increased the number of glacial stages in southern New England to three. His system extended as far up as Boston and it was based on investigations of clay deposits in the southeastern part of Massachusetts. Later detailed studies (FULLER 1906, a, b, 1914; CLAPP 1908; WOODWORTH and WIGGLESWORTH 1934) ended up in the division of the Pleistocene according to the standard glacial section for the northern Mississippi basin. The studies mentioned were, however, handicapped by the lack of modern micropaleontological methods (pollen and diatom analysis) in determining the age relations and ecological nature of strata. Most often the connections between imperfect and deformed strata depended in part on outward appearances, in consequence of which work had to be based on assumptions and probabilities. In any case, the Pleistocene stratigraphy of

Cape Cod, the islands south of it and Long Island is illuminated by these commendable investigations remarkably well.

Noteworthy among more recent studies is one on the moraines in the western part of the Cape Cod area (MATHER, GOLDTHWAIT and THIESMEYER 1942). This study considers in illuminating detail the stratigraphy and age relations of the moraines (Buzzards Bay, Sandwich, Scorton and Ellisville moraines, Mashpee pitted plain). It is significant that all the formations investigated are here on good grounds regarded as belonging to the Wisconsin stage, even though aqueous sediments between two beds of till do appear in the area, including sand, silt and clay, which in places contain marine organisms. Hard on the heels of the foregoing study there appeared a work dealing with the eastern half of Cape Cod (SAYLES and KNOX 1943), which, among other things, expounded the idea that the clayey strata exposed on the cliffs and other sections of Cape Cod, after having at least in part been held as interglacial (Gardiners clay, FULLER 1914, WOODWORTH 1934), were actually, in general, clay tills. This interpretation does not, however, bear up in regard to the formations which I myself have investigated in the Cape Cod area, as I am going to point out in this paper.

The prevailing contemporary concept of the stratigraphy of the glacial formations in the coastal area of New England and New Jersey is represented in the table to follow drawn up by the well-known American authority on glacial geology R. F. FLINT (1947, pp. 270—271, Table 8). Contrary to earlier opinion and on good grounds, nearly all the glacial formations in the Cape Cod and Long Island districts are classified as belonging to the Wisconsin age, inasmuch as no reliable evidence from older glacial periods has been discovered there. The Jameco gravel and other contemporaneous strata appearing in the Long Island and Cape Cod profiles are, to be sure, situated by FLINT in his table as far down as the Kansan stage, but in his text (p. 296) he classifies them as Illinoian: »For this reason the Gardiners-Jacob horizon has been referred to the Sangamon Interglacial age, and the underlying complex of tills and stratified drift (Jameco formation) is very probably Illinoian». I have indicated this concept in the table and have left out in this connection the three areas lying beyond the boundaries of New England.

FLINT does not consider his table the last word in the matter, and in a recent publication (FLINT 1953) he develops further the correlations of the Wisconsin glacial formations on the East Coast of North America. This study constitutes an exceedingly clear and thought-provoking summary of the investigations carried out on the East Coast, and it further bolsters the view that the glacial

Table 1. Pleistocene Stratigraphy of the Coastal Area of New England and New Jersey. According to Flint (1947, Table 8, pp. 270—271, Shortened).

Stages (in the Mississippi basin)	New Jersey	Long Island District	Connecticut	Cape Cod District
Wisconsin	Mankato			
	Cary			
	Tazewell	Harbor Hill moraine Ronkonkoma moraine	Hartford lake deposits Latest till	Buzzards Bay and Sandwich moraines
	Iowan	Earlier Wisconsin (Budd Lake drift)	Middletown and Berlin clays New Haven clay?	Nantucket moraine
Sangamon (intergl.)	Cape May f.	Jacob sand Gardiners clay (marine)		Jacob sand Gardiners clay (Sankaty beds)
Illinoian	Illinoian till { Pensauken f. (in part)	Jameco gravel and contemporaneous (?) old till		Jameco f. (Also Dukes, Weyquosque and Mannetto members?)
Yarmouth (intergl.)	Pensauken f.			
Kansan	Kansan { Bridge-ton f. (in part)			
Aftonian (intergl.)	Bridgeton f.			
Nebraskan		Mannetto gravel (quartzose gravel)		Aquinnah conglomerate
Pliocene	Beacon Hill gravel			

formations of the area under consideration belong mainly to the Wisconsin age and within it are divided into two consecutive groups. FLINT 1953, p. 901, reports: »I suggest that throughout coastal New England the Wisconsin stratigraphy as now understood is consistent, and that it represents a lower

element comprising various advances separated by short intervals, and an upper element separated from the lower by weathering and dissection, each element being accompanied by a marine facies. I submit that the two elements are, respectively, the Farmdale-Iowan-Tazewell complex and the Cary sub-stage . . . I submit further that the weathering and erosion of the earlier drift and marine deposits represent the Tazewell-Cary interval . . . »

Space does not permit considering in any detail at this point earlier studies on the New England Pleistocene, but I shall return to them subsequently in this paper. I am only referring to the aforesaid publications and their abundant sources. In the following we shall proceed to examine the research material collected by me in southeastern New England and to consider the results yielded. The area covered by my investigations is marked on the map (Fig. 1).

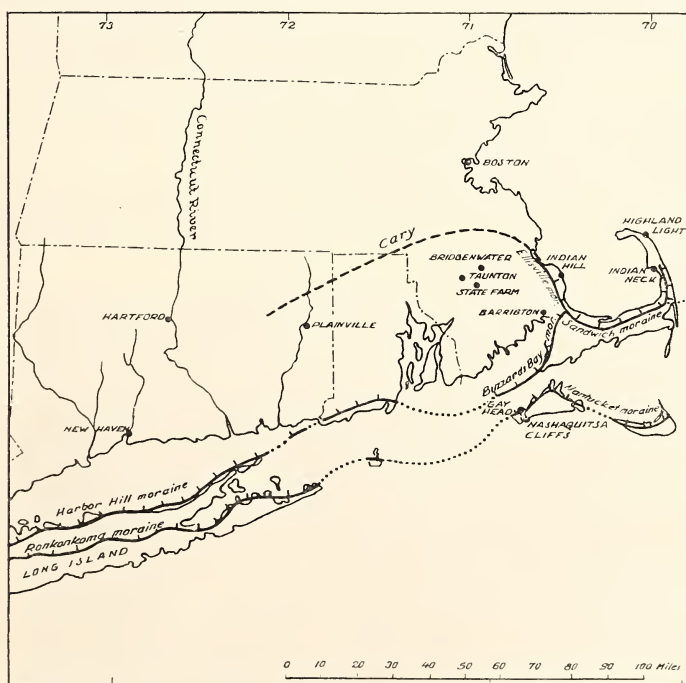


Fig. 1. Sketch map showing the sites investigated and the outer Wisconsin drift border (Iowan-Tazewell complex) and the suggested inner drift border (Cary) in southeastern New England, according to FLINT (1953) with the exception of the Cary drift border south from Plymouth, which is drawn according to the author.

Martha's Vineyard

On the island of Martha's Vineyard, the main body of which consists of Cretaceous and Tertiary period clay, sandstone and lignite deposits belonging to the Coastal Plane, the strata sequence of the Pleistocene epoch would appear to be as follows (WOODWORTH and WIGGLESWORTH, 1934, p. 162):

Glacial, Wisconsin moraine and outwash
Interglacial, erosion interval

Glacial, Manhasset formation	{	Hempstead gravel member Montauk till member Herod gravel member
------------------------------	---	---

Transitional, Jacob sand
Interglacial, Gardiners clay

Glacial, Jameco formation	{	Moshup till member at Nasha- quitsa cliffs. Coarse gravel of typical Jameco type at Gay Head and Nashaquitsa cliffs. Ferruginous boulder bed at Gay Head
---------------------------	---	---

Interglacial, erosion interval
Glacial, Manetto formation, at Gay Head cliffs

Interval of glacial recession and marine invasion	{	Weyquosque formation, at Gay Head and Nashaquitsa cliffs. Dukes boulder bed at Gay Head cliffs
--	---	---

Glacial, possibly first Manetto	{	
Non-glacial	{	Aquinnah conglomerate, Gay Head cliffs

In this classification, below the Gardiners clay would be several pre-Wisconsin strata, of which the lowermost (Aquinnah conglomerate) would represent a preglacial deposit in the transition zone of Pliocene and Pleistocene. The older deposits of the Wisconsin glacial stage would thus be more strongly represented here than elsewhere in New England. This older series is best represented in the Gay Head cliffs.

Gay Head

Directly below the Gay Head lighthouse the structure of the cliffs is as follows (WOODWORTH and WIGGLESWORTH 1934, pp. 163—165):

Aquinnah conglomerate. Overlying the Cretaceous sand and clay deposits at the bottom of the cliffs is a conglomerate of small, well-rounded quartz pebbles cemented together in which remains of Pleistocene bones (horse and camel) have been found. Accordingly, the formation has been classified as Pleistocene, having been deposited evidently before the area was covered with ice.

Dukes boulder bed. Above the preceding is a thick, clayless, boulder-rich bed, in which boulders weighing as much as four tons have been met with. This stratum has been formed by granite, gneiss and diorite stones transported from the mainland. Many of the boulders are in an advanced stage of decomposition. Glacial striae have been observed on the surface of one boulder, leading to the classification of the bed as early Pleistocene and as the product of an early ice sheet at a time not far from the beginning of the Pleistocene epoch.

Mannetto formation. Immediately above the Dukes boulder bed is a bed of stony blue clay till. This material represents an ice-laid till. Overlying the stony blue clay is a bed of gravel somewhat thicker than either of the lower beds. This is the uppermost member, with the exception of the thin Wisconsin coating.

All the strata described in the foregoing would be older than the Gardiners clay, as would be seen in the northern part of the section. The Cretaceous, Tertiary and older Pleistocene deposits are all folded and in the southern part of the section covered directly by a thin Wisconsin till. In the northern part of the cliffs they are covered with Gardiners clay, which is also folded, though much less so than the older strata underneath. The folding of the latter appears to have been caused by the advance of the Jameco (Kansan) glacier.

At the time WOODWORTH and WIGGLESWORTH investigated the Gay Head cliffs, the section was naturally somewhat different from what it was upon my visiting the area in the summer of 1939. Abrasion acts on the cliffs constantly and loose earth slides down. It is therefore understandable that observations made at the Gay Head sequence of deposits at different times would not be absolutely identical, particularly in view of the fact that the strata have in many places later become deformed. I studied the cliffs directly below the



Photo E. Hyypä

Fig. 2. Gay Head cliff on Martha's Vineyard.

lighthouse (Fig. 2, p. 163), that is, precisely at the same point as the said researchers had, because the sequence of strata there appeared to be largely horizontal. My observations are based on sections made with a shovel; at the same time I took 78 samples for laboratory study. The stratigraphy of the cliffs proved to be as follows at the point of my investigation (Locality 407):

- I. On the surface, which at the spot where the samples were taken lies 39.5 m above the high tide maximum, according to my levelling, is a dune sand stratum 1—2 m thick and below it a sandy, till-like layer, which grows thicker toward the edges of the eminence.
- II. 2.86 m rusty silt and silty clay, the bottom part consisting of iron compounds cemented hard.
5.56 m interchanging gray silty clay, clayey sand and lignite.
- III. 3.2 m silty clay and lignite. In the lower part of the bed is a uniform lignite layer about 1.2 m thick.
- IV. 4.25 m stony «dark clay», evidently corresponding to «stony blue clay till» (WOODWORTH and WIGGLESWORTH 1934). The upper part of the bed is a layer about one meter thick with an abundance of large boulders. The interbedding material is sandy dark clay, which, as also below, contains in the form of layers and lenses white gravel and sand as well as yellowish brown and reddish clay in addition to silt; these components appear to have originally been Cretaceous sediments. The stones and boulders of the bed are pretty well rounded as well as, at least on the basis of a superficial examination, sedimentary and considerably decomposed.
- V. 5 m indistinctly stratified, cross-bedded sand and gravel of varying coarseness, becoming coarser toward the top; irregular clay lenses and laminae. It is notable that the stones of the bed are mainly quartz and granite, almost wholly unweathered and rounded. This bed evidently correlates to the «Dukes boulder bed» (W. & W. 1934) although I did not find any large boulders in the deposit, whereas they do occur in the sediment above («stony blue clay till») — but there as sedimentary rocks.
- VI. A conglomerate layer about 1.5 m thick with an abundance of more or less rounded stones, quartz pebbles being most prevalent. All except the quartz pebbles appear to be considerably weathered. Most of the pebbles are 1—3 cm in diameter. Especially on top, the layer is cemented hard by iron oxides. This layer corresponds with the Aquinnah conglomerate (W. & W. 1934). The upper limit of the layer is 17.56 m above the maximum of high tide.
- VII. Cretaceous white sand follows in the sequence of deposits. The pre-Pleistocene strata are not, however, stratigraphically visible on account of talus and land slip.

The sequence of strata described in the foregoing is exceedingly confused as a result of deformations; therefore correlations in regard to it are difficult. The large number of specimens did not yield pollen or diatoms either, which prevented determining age relations by such means as well. It nevertheless appears certain that, except for the thin Wisconsin sandy till on top, also

bed V, which contains an abundance of fresh-looking granitic stones transported from the mainland, belongs to the Pleistocene (according to earlier investigators it had weathered stones). The fresh outward appearance of the deposit points, in my opinion, to a later stage than coordination with Kansan glaciation would presuppose. The bed consists of waterlaid sediment, but it is hard to say more about its genetic character. It is by no means ordinary till, even though one glaciated stone has been found in it (W. and W., 1934, p. 164). The overlying bed IV, of stony blue clay till with boulders, appears to have been deposited in water, along with the upper part of the entire series up to the thin, sandy Wisconsin till. It is possible that the whole sequence of strata dates from the Pleistocene. The possibility ought to be taken also into account that Cretaceous layers had been pushed on top of the Pleistocene ones. For instance, beds II—IV contain an abundance of Cretaceous material, which does not in itself of course prove that the beds belong to the Cretaceous period; yet it would seem reasonable that they constituted the base of bed V rather than contrarywise. The primary structure of the cliffs is, however, so deformed that on the strength of my material it is impossible to determine for sure which of the beds in question is in the primary position, with the exception of the last Wisconsin till. Gardiners clay, which in the Cape Cod and Long Island districts is the best stratigraphic key bed, does not occur in this part of the cliffs at all. According to WIGGLESWORTH and WOODWORTH (1934, p. 164) the Gardiners clay is exposed in the northern part of the cliffs, where it lies over older strata (beds II—VII). Working out the stratigraphic relationships at Gay Head would require much additional detailed investigation, which would have to be carried out as abrasion exposes new sections in the cliffs, all the more so because Gay Head is for the present the only locality in the Cape Cod district where strata anteceding the Pleistocene are also exposed.

Nashaquitsa Cliffs

For the geological composition of the Nashaquitsa cliffs, I refer the reader to earlier studies (WOODWORTH and WIGGLESWORTH, 1934, Fig. 11). I myself have investigated the cliffs at several places and taken numerous series of specimens with a shovel. Locality 408 (Fig. 3 and 4, p. p. 166, 167) presents a section from the western part of the cliffs about 150 m east from the point where the clay begins to appear and where the western end of the cliffs reaches its greatest altitude. This is the only point where at that time it was possible to see that there was sand and gravel beneath the blue Gardiners clay, exactly as at Cape Cod. In the drawing presented by WOODWORTH and WIGGLESWORTH this gravel-sand layer does not appear (Fig. 11, Geological Section of Nashaquitsa cliffs, W. and W., 1934). The said researchers evidently did not dig deep enough under the clay. At the spot where I took my samples the strata do not appear deformed and they are nearly horizontal.

At the bottom of the section (Fig. 4) there is gently sloping, cross-bedded, light, fine sand containing mica; the sand becomes coarser towards the top,



Photo E. Hyypä

Fig. 3. Section of Nashaquitsa Cliff on Martha's Vineyard. A. The upper part of Gardiners clay.

where it changes to gravel containing rounded pebbles, the largest of which measure 5 cm in diameter. The pebbles are mostly quartzose and fresh in appearance. I have not found any micro-fossils in the sand and gravel strata. On the other hand, the overlying blue clay contains in some parts so much pollen that I have been able to present the results of the analyses as a fragmentary diagram. The pollen analyses have been made by means of the HF-method. The clay is homogeneous bluish clay (Gardiners clay, A.C. VEATCH, 1903), the upper part of which (Samples 4290—94) has weak lamination. The clay deposit begins with an abrupt contact against the gravel underneath. At its upper contact the blue clay first alters into rusty-colored sandy clay (Samples 4296—99) and is then followed at a more abrupt contact by a water-laid, horizontal-bedded sandy gravel bed 1.5—2.0 m thick. The material is for the most part yellowish brown sand, with thin layers of gravel and cobbles up to 10 cm in diameter here and there. The majority of the stones are granitic and they appear to be unweathered.

Overlying the foregoing is a sediment bed about 2 m thick, which is exceedingly stony and sandy and contains glaciated stones here and there. The stones are to a large extent rather angular, but water appears to have been present, at least from time to time, during the deposition of this tightly packed till. The surface stratum, about 50 cm thick, is poorer in stone and finer in grain, but it does contain scattered boulders. This stratum may well be periglacially altered. The evidence points to its being Wisconsin till.

On the basis of the sequence of deposits depicted in the foregoing, the geological evolution would appear to be as follows. The sandy gravel bed below the blue clay would represent shallow shore water or outwash sediment. The

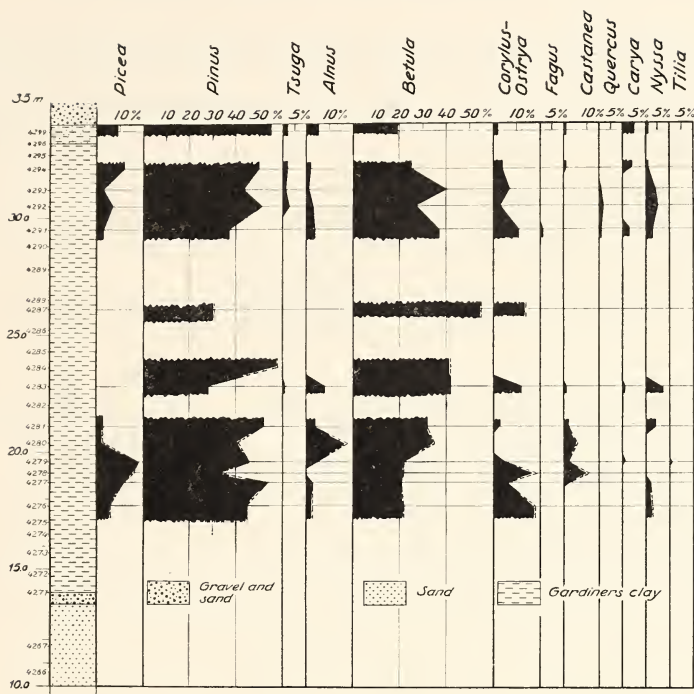


Fig. 4. Pollen diagram of the section shown in the preceding figure. Nashaquitsa Cliff, Martha's Vineyard.

contact against the overlying blue clay is sharp, but the difference in age between the two strata need not be very great — at least there is no evidence to support such an assumption. The Gardiners clay in any case represents new conditions. It appears to have been deposited in a shallow marginal sea (FULLER 1914 and WOODWORTH & WIGGLESWORTH 1934), being interstadial, as I see it, rather than interglacial, as had generally been assumed previously (W. & W., 1934, p. 168: «... a glacial or an interglacial marine deposit»). The interstadial classification is supported, in my view, by the pollen statistics of the clay, which being coniferous-rich represents a colder climate than prevails in the region at present. A short period is also indicated, as no essential changes in the composition of the forests appear to have taken place, to judge from the pollen, during the deposition of the clay. The lamination occurring in the upper part of the clay seems to indicate a new advance of the ice border, as do the overlying sorted sandy gravel and, finally, the Wisconsin till. The profile presented gives no evidence as to whether there are possibly gaps in time in the sequence of strata (Vineyard interval, W. & W., 1934, pp. 56 and 189) or more than a single layer of till.

According to earlier studies (W. & W., 1943, Fig. 11) the clay and overlying sand (Gardiners clay and Jacob sand) would be followed by Herod gravel

dating to the early stage of Manhasset glaciation and the Wisconsin till and outwash over it.

Locality 409. At the western end of the Nashaquitsa cliffs I exposed the following profile:

- | | | |
|----|---|--|
| I | { | a. 1 m loose sand till overlaid by dune sand |
| | | b. 1 m sand poor in stones and in places weakly stratified |
| | | c. 0.5 m loose sand layer richer in stones (sandy till?) |
| | | Sharp contact |
| II | | About 4 m hard brown and clayey till |
| | | Talus |

According to previous studies (W. & W., 1934, Fig. 11) the lower, hard till would represent Montauk till of Manhasset glaciation and the upper one Wisconsin till rich in sand.

Locality 410. In the western part of the Nashaquitsa cliffs, on the W-side of the preceding locality, at the spot where the Herod gravel is already at its full thickness and where in the profile drawing of the earlier investigators (W. & W., Fig. 11) the gravel is no longer covered with Montauk till, but Wisconsin till instead. I succeeded at this spot also in uncovering directly on top of the sandy gravel layer («Herod gravel») precisely the same kind of hard till layer as the lowermost hard clayey till («Montauk till») occurring in the preceding locality. Overlying this is sorted sand and gravel containing boulders. In examining the section the question arises whether the «Montauk till» is possibly clay-rich Wisconsin basal till and the overlying loose layer its sand-rich superglacial till and outwash, without there being involved any lengthy interval between two different glacial advances.

Locality 411. Fig. 5, p. 169, presents a section at Boulder Point (W. & W., 1934, p. 166 and Fig. 11) where I took a series of samples from the laminated clay (B). In the sample profile there is rusty brown gravel on the surface containing many small pebbles of quartz. About 50 cm downward from the surface the material becomes hard and is in part very much like the Montauk till at the western end of the cliffs, though not containing such large pebbles. The thickness of this stratum is about 50 cm and its hardness results from the fact that material has been mixed into it from the clay underneath. The clayeyness of the stratum need not, however, indicate age, inasmuch as any glacial readvance whatsoever taking place during the post-Gardiners period would have been likely to erode the clay. Below the hard gravel layer there begins a uniform deposit of gray clay with brown flecks, which is apparently the same as the Gardiners clay elsewhere in the section, although this cannot be conclusively demonstrated, since I have found no microfossils in the clay. The clay is more clearly laminated than in other parts of the cliffs and considerably folded. In its lower part the clay gradually changes to dark gray, clayey gravel, which is hard, concretelike, and appears to be basal till. Only the top part of the deposit is exposed at the base of the cliffs, so that it is not possible to determine whether it is in its original position.

As Fig. 5 shows, a till rich in boulders has intruded into the clay, and both are folded. The till contains weathered limestone, but the large granitic boulders are quite fresh in appearance. In the smaller cobbles, especially those with dark minerals, slight weathering can be observed. These stones may have been weathered already before they were drawn into the boulder till. On the spot one gains the impression that this boulder till is younger than the Gardiners clay, on top of which it clearly lies in this case. According to WOODWORTH and WIGGLESWORTH (1934, p. 166) the boulder till dates from the pre-Gardiners age; they regard the clay as having been pushed over the boulder till. I am thus at odds with the earlier researchers on this question, which cannot in my opinion be settled without careful additional study, inasmuch as the primary

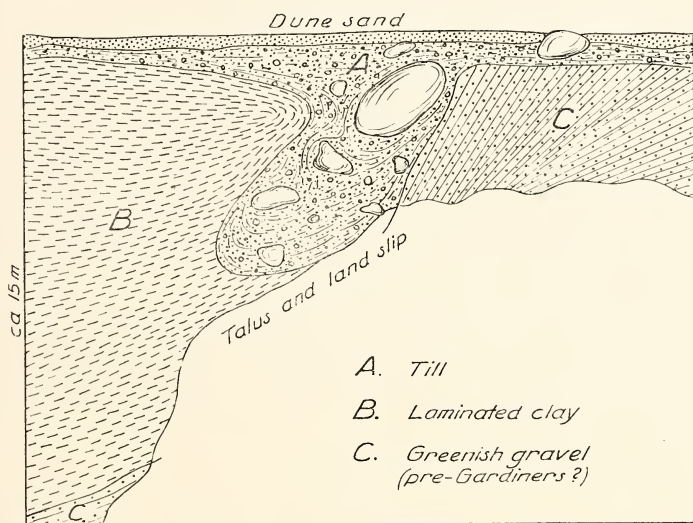


Fig. 5. Section of Boulder Point showing the ice-pushed post-Gardiners till above the older deposits. Nashaquitsa Cliff, Martha's Vineyard.

stratigraphy of Boulder Point is badly confused by strong folding. The issue is an important one, for, if the boulder till really does date from the pre-Gardiners period, it would be the first clear example of till beneath the clay in question at least on the island of Martha's Vineyard.

Locality 412. The locality lies about 400 m west of Boulder Point. Exposed, in the cliff is 4—5 m of lignite clay and it is identical with the dark clay at Gay Head (in the stratum of stony blue till), even though the bottom of the stratum is not in this case exposed. Overlying the clay is a stratum of rather horizontal-bedded yellowish brown sand. The sand contains hardly any stones and it resembles the sand underneath the blue clay (Fig. 2, p. 163), as its stratigraphic position in itself would presuppose.

Summary on Martha's Vineyard

I. In the cliffs at Gay Head and Nashaquitsa it is possible to distinguish three main stratigraphic units in the sequence of the Pleistocene: 1. Pre-Gardiners sand and gravel, which may be shore deposits formed in shallow water or outwash sediment. Underneath I have not discovered any unmistakable till, but its occurrence is probable. 2. Gardiners interstadial clay and Jacob sand possibly associated with it. This is to be regarded as a glacial marine deposit. 3. Post-Gardiners deposits, which are likely to represent two different oscillations of glacier ice, the interval between which was not interglacial in nature, I have not come across any convincing evidence of the so-called Vineyard interglacial.

II. All three of the said main stratigraphic units appear to belong to the Wisconsin stage, inasmuch as no certain interglacial deposits have been met with and there are no great weathering differences between the various strata of stone material transported from the mainland by glaciers. The material easily liable to weather originating in the Cretaceous and Tertiary sedimentary rocks does not in this respect afford proof. The precipitates of iron solutions do not, under the stratigraphic conditions in question, prove far advanced weathering in the Pleistocene deposits of the area, but rather the flow of percolating waters in accordance with the permeability of the deposits. The oxidation of the iron solutions takes place speedily above the real ground water table and iron cementations are to be met with abundantly even in quite young post-glacial sediments.

III. Research work in the area under consideration is very greatly hampered by the strong deformation of the layers, with the result that, especially if the stratigraphic division is carried very far, the horizontal connections, in the absence of complete vertical sequences, are to a considerable extent speculative, insofar as they are principally based on the outward appearance of the strata.

Cape Cod

The geology of Cape Cod is treated extensively and in detail in the study published by WOODWORTH & WIGGLESWORTH (1934), the part dealing with this area having been written by WOODWORTH, pp. 237—304. According to the latter (pp. 248—249): »The Pleistocene formation of the Cape Cod district includes series comparable to those that form the middle and upper parts of the series exposed on Martha's Vineyard and Nantucket... The formations recognized in the Cape Cod district are shown below in descending order.

Wisconsin glacial deposits:

Falmouth substage: Falmouth moraine and associated outwash plain.

Nantucket substage: Deposits of gravel and till and kames; ice-block holes on south side of Cape Cod.

Vineyard interglacial stage: Represented by erosion phenonema.

Manhasset formation:

Hempstead gravel member (?): Beds of sand about Pleasant Bay and Chatham, which rest on dark clay that may represent Montauk till; also beds of gravel overlying boulder clay (Montauk?) in Barnstable and areas farther east.

Montauk till (?): Boulder clay near and east of West Barnstable; deposits forming Great Hill; and pebbly till at Nauset head.

Herod gravel member (?): Beds of gravel and sand that lie beneath morainal outwash deposits near Chatham; gravel overlying boulder clay in Barnstable.

Jacob (?) sand: Fine yellowish sand 40 feet thick, above blue clay (Gardiners?) at Highland Light; fine yellowish sand about a mile east of Truro station, resting on brownish clay (Gardiners?); sandy beds above clays at West Barnstable; sandy beds overlying blue clay (Gardiners?) near Chatham.

Gardiners (?) clay: Beds of marine clay, at Highland Light, in Truro; similar beds along the shore of Pleasant Bay at West Barnstable; about 1 mile east of Truro station; and about Chatham.

Jameco (?) gravel: Coarse glacial gravel at Highland Light and in bluffs south of it, lying beneath blue clay (Gardiners?).

Sankaty sand: Fossiliferous marine sand in Provincetown well and in well at Orleans.»

The foregoing classification would show that there occurs at Cape Cod nearly all the stratigraphic formations to be found in the Long Island district and the islands off the New England coast. However, WOODWORTH has placed a question mark after many labels, which is understandable, inasmuch as the datings of the layers are mainly based on their outward appearance and probable postulations. It is obvious that, under the stratigraphic conditions prevailing in the area, any very detailed classification is bound to involve the risk of error, especially when not a single profile is available where the layers representing the different phases would be undisturbed and situated one on top of the other in such a way as to be clearly interpreted. The building of a vertical series of formations to a large extent by means of, so to say, horizontal stratigraphy demands reliable chronological methods and surely established key beds. On Long Island and the islands off New England the surest key horizon is undoubtedly the Gardiners clay formation, which, according to WOODWORTH, occurs also in the Cape Cod district, though this observation is qualified by an interrogation point. My own researches at Cape Cod have had as their primary objective the determination of the age relations and geological nature of these important clay deposits.

Highland Light

In the section of the Highland Light cliff (Fig. 1), the blue clay is exposed in a shallow syncline as a thick bed in between sandy strata (Fig. 6, p. 172). This exposure has been the object of geological investigation for a long time, along with many other similar exposed sequence of strata in the Cape Cod district. WOODWORTH (W. & W., 1934, pp. 255—256) writes of them as follows: »Beds of dark clay may be seen along the shore of Cape Cod above sea level at several places, as at Sandwich and thence eastward to West Barnstable, about Chatham and Pleasant Bay, on the Bay side of Truro and in the so-called 'clay-ponds' at Highland Light. The base of these beds is nowhere exposed to view

except at Highland Light. Shaler called them the 'Barnstable series', a term that was apparently intended to include also certain gravelly clay. Whether the beds of clay on Cape Cod are all of the same age is still uncertain. The only well exposed section that strongly resembles the typical Gardiners section is that of Highland Light, where the dark clay occurs in the form of a large lens that crops out on the coast above the gravel that Fuller called Jameco and below beds of sand that represent either the Jacob sand or a younger deposit».

Locality 49. The succession of deposits. Figs. 7,8,9 and 10 represent the sample profile, including pollen diagrams, I had taken with a shovel from the Highland Light cliffs at the northern border of the lighthouse area.

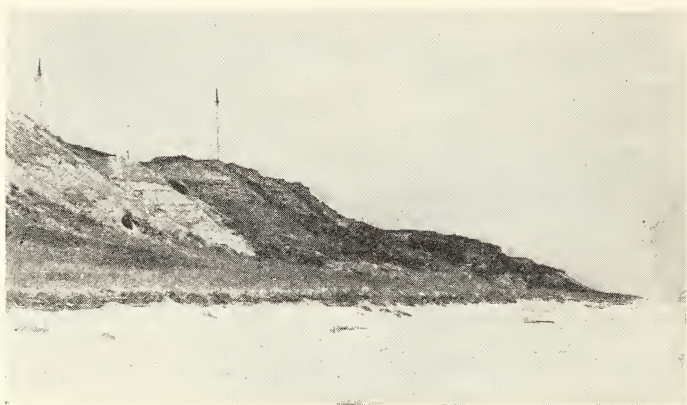


Photo E. Hyyppä

Fig. 6. Highland Light, Truro. General picture of the cliffs by the lighthouse.



Photo E. Hyyppä

Fig. 7. Highland Light cliff at the site where samples were taken. A. Post-Gardiners series, B. Gardiners clay, C. Pre-Gardiners series.



Photo E. Hyypä

Fig. 8. Part of the post-Gardiners series exposed. Laminated sandy clay and stratified (partly in contorted layers) sand. Highland Light, Truro.

I. The summit of the shore bluff at the point of the sample profile is 39.79 m above sea level, according to my levelling (sea level on 15. VII. 1939 at 12 noon). The topmost layer, about 140 cm thick, consists of dirty light-brown sand, with obscure and slightly undulating stratification. The grains of sand are less than 0.5 mm in dimension and the sediment is evidently drift-sand.

II. There follows a stratum of ancient soil 50 cm thick, in the upper part of which black and yellowish brown layers of sand alternate as undulating lenses. The lower part of the stratum consists of more uniformly colored grayish black sand. The grains in this stratum are generally 0.5 mm smaller, but the material on the whole is coarser than the overlying drift-sand.

III. There follows a sandy stratum 60—70 cm thick (size of grain 0.5—2 mm), which contains sparsely situated water-rounded pebbles. The upper part of this stratum is a light leached zone (Sample 451), which is followed by a very dark brown oxidized zone (Sample 452), lightening downward by degrees.

IV. After this the section includes a bed averaging 7 m in thickness consisting of fine sand, silt and clay in intermingled or, rather, sorted layers. The color of the sediment is yellowish brown from the iron precipitates, being in places dark and in other places lighter in shade, with some of the layers being very dark brown. The material is current-bedded; in places, where the content of clay is richest, clear varving occurs. The layers in many places appear as miniature folds or are otherwise deformed, which has evidently occurred both during the origin of the sediment, hence under water, and subsequently as supra-aquatic slidings along the stratification planes. This sedimentary bed may be divided into three layers, which, to be sure, do not differ sharply, one from another, but nevertheless probably indicate changes in the conditions of sedi-

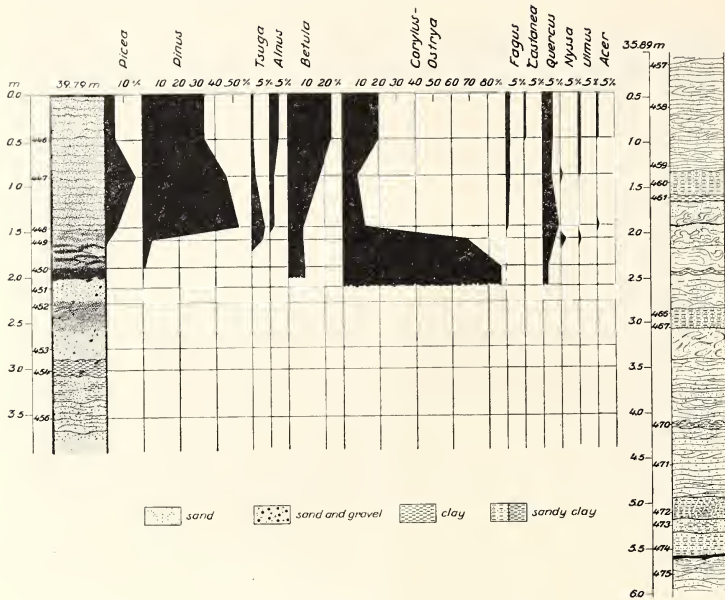


Fig. 9. Post-Gardiners series of the section at Highland Light. Pollen occur only in the uppermost part of the section. Detailed description of the sequence in text.

mentation. A. On top (Samples 454—459) lies a fairly uniform layer of sand (grains notably less than 0.5 mm in size) with streaks of clay and rust. Stratification is horizontal, though unclear in places. The deposit is richer in clay and rustier in color on top than below. B. After this follows a bed (Samples 460—474) which is richer in clay than the foregoing, as well as more markedly deformed and containing a greater abundance of rusty streaks. C. Below this, again, is a layer richer in sand (Samples 475—482), which considerably resembles the sandy sediment of the top layer. It lies sharply and discordantly above a thick bed of blue clay. The contact is strongly oxidized into a hard, dark brown layer. It exhibits the occurrence of a flow of ferri-ferous watery solutions and displacements of layers. The surface of the clay below appears to have also eroded, though the winding boundary may have resulted from secondary sliding deformation. In the material itself there occurs no such abrupt change, in relation to the clay below, as might be expected on the basis of the sharp contact.

V. Underlying the sandy bed is a bed of blue clay (Gardiners clay) 16 to 17 m thick, which varies in composition from quite homogeneous, plastic and pebble-free clay to a sandy material which in places resembles varved clay (Samples 480—514). In its entirety the clay bed closely resembles the Gardiners clay at the Nashaquitsa cliffs as well as its stratigraphic position. At the base of the clay, you see, there is the same type of sandy gravel bed as in the former locality.

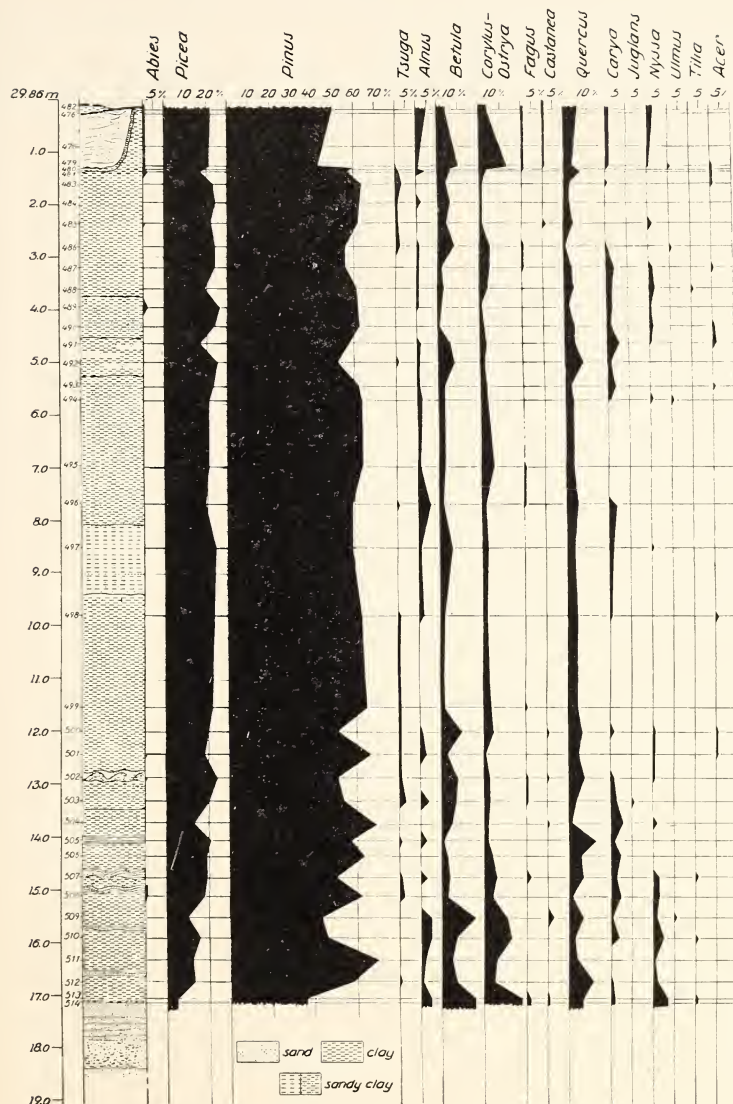


Fig. 10. Bed of the Gardiners clay with pollen diagram. The clay bed is a continuation of the sequence of strata shown in the preceding figure.

VI. The structure of this bed at the contact zone is as follows: On top is a layer of gravel 60—70 cm thick, which at the contact is finer to a thickness of about 5 cm (grains 1—2 mm) but becomes coarser (grains 2—3 mm) and exhibits rusty streaks as we proceed downward. There is an abundance of water-rounded pebbles 0.5—1 cm in diameter. Judging from the rusty layers, the stratification would appear to be horizontal. From this point down the

[illegible]

gravel becomes coarser. At least 50 % of the material consists of water-rounded, iron-coated stones, ranging in diameter from 1 to 15 cm. Iron solutions have cemented this layer in places into a conglomerate mass. Some of the stones in this deposit are weathered to a considerable depth, but most of the stones exhibit only a slight degree of surface weathering. At the spot where my investigation took place, this layer is 50 cm thick and rusty brown throughout. Below it the gravel becomes poorer in stone and lighter in color. I was unable to dig deeper.

The clay at the point of my investigation lies in a wholly horizontal position over the aforescribed gravel layer, and the base of the clay at the contact is of the varved clay type 2 to 3 cm in thickness. The boundary between the clay and gravel is very sharp at this point, but concordant and unbroken. It is possible that the sediment resembling varved clay between the gravel and the actual blue clay represents gradual movement from shallow water (gravel) to deeper water (blue clay) and that between the gravel and the clay there is no real discordance. Such sedimentation is likely to occur, for example, in a tidal environment.

Micropaleontology. In the section described in the foregoing there were pollen and diatoms in the blue clay and underneath it as well as in the overlying sand and the drift sand on top. I shall not touch on the microfossils in the last-mentioned deposit, inasmuch as they represent the postglacial time, which does not concern us in this connection. Chronologically more important are the pollen and diatom flora of the blue clay layer. The evidence they provide is exceedingly clear. Comparing the pollen statistics with the diagram (Fig. 4, p. 167) obtained from the Nashaquitsa cliffs, their resemblance is striking. Considering, furthermore, the similar stratigraphic conditions in both formations, they appear to be most certainly synchronous, dating from the time of Gardiners clay.

This conclusion is convincingly supported by the quantitative diatom determinations made from the blue clay. Table 2 presents the result of a diatom analysis made from the section. The percentages indicate the quantitative proportions of the different species. The blue clay contains a numerous assemblage of species, which in many of the samples is also rich in individuals. The flora is ecologically quite homogeneous and the majority of the samples contain 98—100% marine species. Of them the most important are: *Coscinodiscus argus*, *C. decrescense*, *C. excentricus* as well as an abundance of other representatives of the *Coscinodiscus* family, all of which it has not been possible to specify according to species. Further, *Melosira sulcata* (the most common diatom of the seas), which in some of the samples accounts for more than half the number of individuals, and species of the *Stephanopyxis* family. The flora is as a whole marine. In regard to the temperature of the water it proves nothing for sure, though a cool climate is indicated.

The sand and sandy silt-clay deposit (Samples 456—479) overlying the clay contains practically the same marine flora as the clay. This deposit, which undoubtedly represents shallower water than the clay below it, has evidently received its diatom flora, for the most part at least, from the clay underneath; hence, it is difficult to make any confident pronouncement on the basis of the said flora about the sedimentation conditions. There is a possibility of its being a shallow water seashore deposit, during the origin of which the surface of the

sea could hardly have been higher than the plane of Highland Light, or about 40 m above sea level. It is noteworthy that, despite the fact that this sequence of layers has received material from the underlying clay, I have not as yet discovered any pollen, even though there is a comparative abundance of it in the clay.

In one sample from the gravelly sand bed below the clay, I have found flora from some small body of fresh water: *Pinnularia intermedia*, *P. borealis*, *Navicula mutica* and *Hantzschia amphioxys* v. *zerophila*, which suggest a cold climate, while the *Navicula mutica* also points possibly to the close proximity of the sea.

In their study dealing with Cape Cod, SAYLES and KNOX (1943) distinguished altogether five different layers of till from the Wisconsin stage: sandy till 1, clay till 1a, and three older clay tills (tills 2,3,4). Having carefully considered the said study, I cannot avoid the conclusion that the so-called clay till is in numerous instances, at least, glacio-marine clay. The fact that glaciated stones occur here and there in these clay deposits by no means proves that they are tills, as such stones are common in glacio-marine clays originating in the proximity of glaciers. In regard to the clays of Cape Cod these stones expressly prove their having been deposited relatively near the ice border. The fact that the clays are only weakly varved is, of course, a consequence of their having been deposited in salt water.

The researchers mentioned also refer to the Highland Light section, where they noted in the main the same sequence of layers as I did (Locality 17, p. 1587). Here they discovered, to be sure, only the youngest till: »At Highland Light, Truro, at the top of the bluff, sandy till 1 occurs.» Their description does not make clear what part of the section »sandy till 1» might mean; but I assume that they mean the layer which is marked in my profile as layer III (p. 173) and which appears to be material deposited by water. Their stand in regard to the blue clay is not made precisely clear, but evidently, leaning on Woodworth, they consider it interglacial. Underneath, however, would be »clay tills» belonging to the Wisconsin stage? (SAYLES and KNOX, p. 1604).

In the work by SAYLES and KNOX there are also analyses of the microfossils of the deposits. Thus four general samples from the Highland Light section have been studied: »Upper silt,» »Upper clay,» »Lower clay,» and »Bottom sand.» Although the pollen and diatom analyses made from the general samples are not directly comparable to my own corresponding statistics, which are based on successive individual samples from the whole section, a comparison does nevertheless reveal a similarity in the results of the analyses. Especially noteworthy is the fact that the »bottom sand» under the blue clay, in which I have found fresh water diatoms, would, according to the analyses of the said investigators, also be marine. The pollen is strongly dominated by coniferous species, as in the blue clay, too, evidencing a cold climate. The diatoms and sponge spicules, on the other hand, testify to warm water: »In this sand there were also many sponge spicules and marine diatoms similar to those found in the clays above, indicating warm-water conditions.» (SAYLES and KNOX, p. 1604). In the diatom analyses of these researchers attention is called to a poverty of species, compared to the analyses I have presented (Table 2). More-

over, among their diatom species I have not found a single one that specifically indicates »warm-water conditions.» They are all species common to the oceans and indifferent to climatic conditions. Drawing climatic conclusions requires, furthermore, quantitatively exact and sufficiently extensive statistics. A few general samples do not suffice for this purpose.

Summary on Highland Light

I. The Highland Light section (Locality 49) is divided, like the Nashaquitsa cliffs (Locality 408) into three main stratigraphic parts: 1) Pre-Gardiners gravel and sand, 2) Gardiners clay (blue clay) and 3) Post-Gardiners deposits, consisting primarily of sand and silty clay. The basis of this classification is the blue clay, which to judge by its stratigraphic relationships and, above all, its pollen chronology is doubtless of the same age as the Gardiners clay in the Nashaquitsa cliffs. In composition the clay in question, by reason of its dominantly coniferous pollen flora and diatom flora, is fundamentally glacio-marine and interstadial — by no means interglacial — and belongs to the Wisconsin stage.

II. The gravelly sand underlying the blue clay is probably outwash plain, indicating proximity of the ice border. The contact with the clay above is sharp but concordant. The sharpness of the contact probably results from subsequent deformation movements.

The surface of the blue clay, which is the base of a sandy silt-clay bed 7 m thick, has been distinctly worn by flowing water. The bottom part of the bed (layer IV, p. 173) would correspond to a change into shallower water



Photo E. Hyypä

Fig. 11. Section of Indian Neck at the site where samples were taken. A. Top-most sand and gravel, B. Brownish sandy clay, C. Stratified sand and gravel, partly cross-bedded, D. Bluish clay (Gardiners clay), which is oxidized in upper and lower parts, E. Gravel and sand, horizontal- and cross-bedded.

in the sedimentation conditions of the blue clay as well as, perhaps, a new approach of glacial ice, albeit not extending as far as the locality under consideration. The more clayey middle part of the bed (zone B) would signify a slight rise in the sea level and melting of glacier ice. The top, or sand-rich A-zone, would signify a fall in the sea level and an advance of glacial ice late in the Wisconsin stage. This remains, for the time being, a mere working hypothesis.

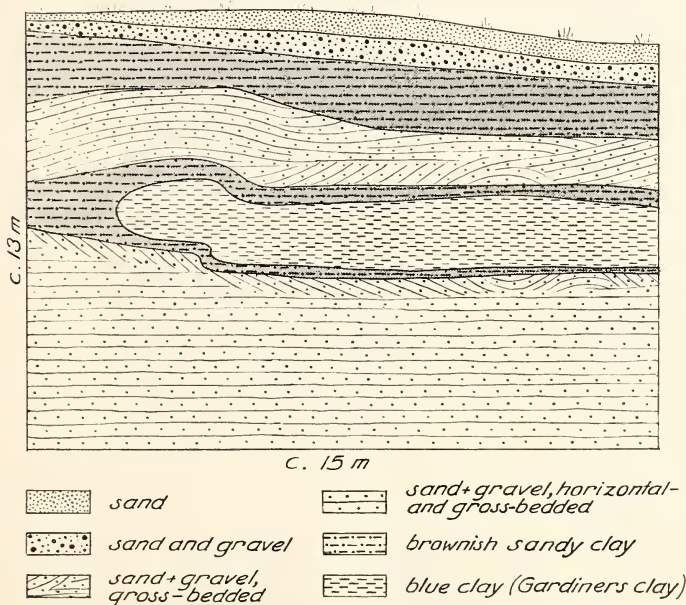
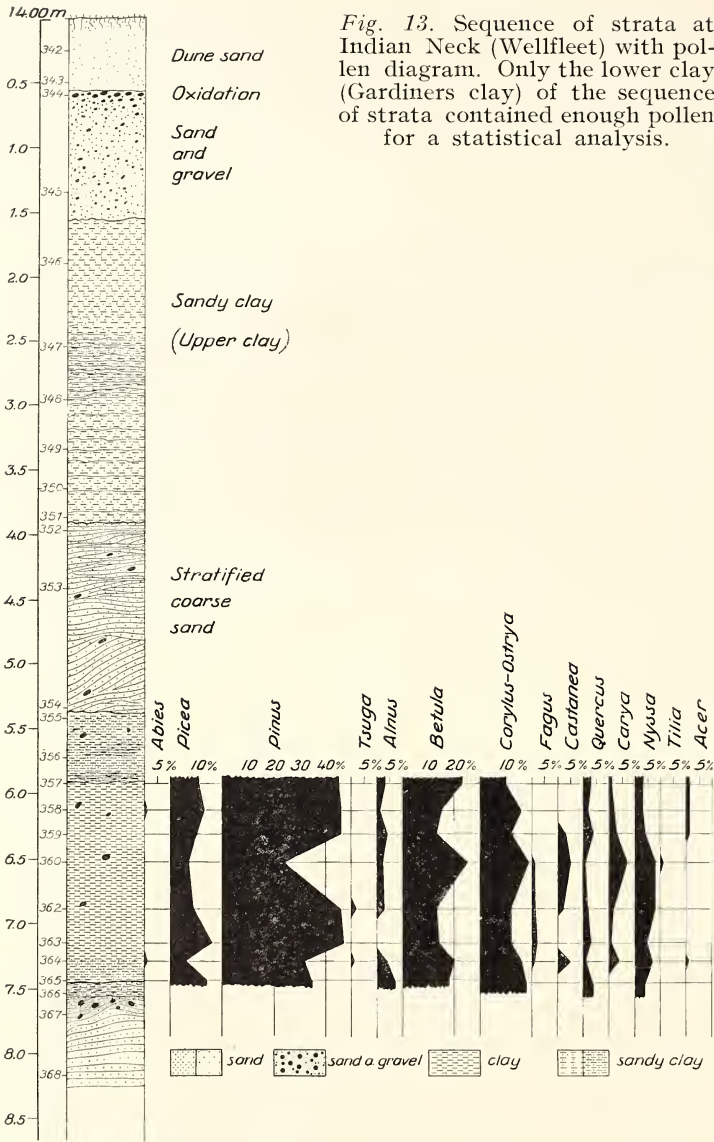


Fig. 12. Schematic drawing of Indian Neck section at site where samples were taken.

Another possibility is that the sediment as a whole (bed IV) would have been deposited above the sea level and would represent, accordingly, outwash sediment of the advancing ice border with an abundance of fine material collected from its base. According to FULLER (1914, p. 220), bed IV would be »Jacob sand» belonging to the younger Gardiners age. He writes: »... and at Highland Light, Cape Cod, it is represented by fine, mealy yellow sand.»

III. I have found no clear till in the Highland Light cliffs, although layer III at the surface of the section is likely to represent sediment quite close to the glacial ice. Neither have I discovered in the entire sequence of layers any exhibiting strong weathering, notwithstanding the abundance in spots of iron precipitates, especially at the borders of the various layers, where the water has been able to flow most freely. The sequence of strata exposed by the Highland Light section belongs as a whole, in my opinion, to the Wisconsin stage.



Indian Neck

Indian Neck, Wellfleet, Locality 44, (Map, [Fig. 1 and Fig. 11, 12). In this locality there is exposed quite the same kind of sequence of strata, considered in its main features, as in the aforescribed [Highland Light section Fig. 13, presents a section of the bluff, including a pollen diagram.

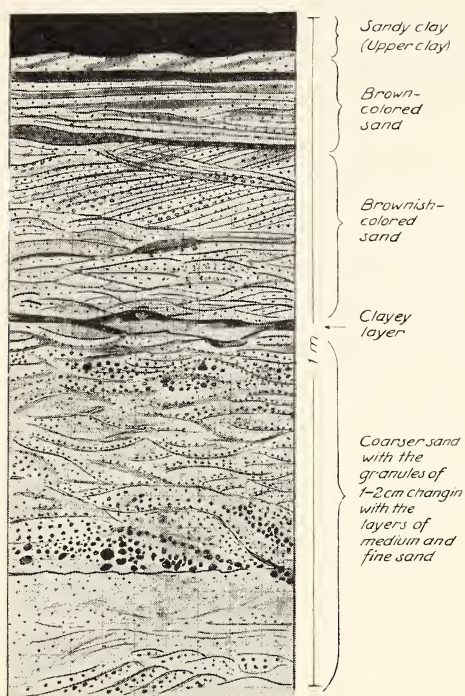


Fig. 14. Detail drawing of the structure of the upper gravel-sand bed. Indian Neck, Wellfleet.

The Succession of Deposits:

I. The surface of the bluff at the location of the section is 14.00 m above sea level, according to my levelling (sea level on 4 VII 1938 at 12.15 p.m.). Up-permost in the section there lies a loose, grayish brown layer of sand 60 cm thick exhibiting weak stratification with a surface trend. This is evidently dune sand.

II. Sandy layer (about 1.0 m thick, Samples 344—345), which in its upper part is strongly oxidized and contains a large quantity of rounded stones. I have been unable to discover stones striated by ice in it. The sediment is poorly sorted and lacks any clear stratification. The stratum is discordantly associated with the overlying deposit.

III. Mainly sandy clay (2.3 m, Samples 346—351), containing numerous horizontal rusty streaks, notably in the upper part of the stratum. The stratum appears to be joined to the one above it (II) by erosion contact.

IV. Current-bedded coarse sand (1.4 m, Samples 352—354), containing sparsely distributed rounded cobbles (1—10 cm) and numerous rusty streaks running in accordance with the stratification. The contact of the stratum with the overlying sandy clay (Fig. 14,) is uneven in minor delineation but

otherwise at this point horizontal. It is difficult on account of the dislocation of strata to say whether an actual erosion discordance is involved or whether the shift from the sandy gravel stratum to sandy clay signifies gradual deepening of the water, as it would appear.

V. The lower clay bed, consisting of blue clay (2.1 m, Samples 355—366), which is partly dark blue, partly yellowish brown from weathering, the latter being mixed with sand. The actual blue clay is very pure plastic clay. There occur no sharp changes in grain size and the color of the clay depends primarily on weathering that has advanced from above and below. The clay contains sparsely distributed stones ranging from 5 to 10 cm in diameter, which indicates the close proximity of the ice margin during the deposition of the clay. It would appear that this clay is joined by erosion contact to the gravel-sand layer on top of it and that the varying thickness of the clay stratum results from a wearing away of its surface parts. This is also indicated by the fact that the overlying gravel is coarsest at the contact.

VI. There follows a gravel-sand stratum, which extends down below sea level (Samples 367—368). This stratum consists of horizontally stratified, well sorted sand with rusty streaks and grains averaging 0.2—0.5 mm. The thickness of individual layers is 0.5—1.0 cm and less. At the top of this deposit, in the contact zone, there is a sandy gravel layer 10—15 cm thick, the grains of which are 1—2 mm on the average, but included are numerous 5 mm grains, and in places this layer contains rounded stones 5—10 cm in diameter. The stones are not appreciably weathered and the majority represent species of granite. This coarse gravel layer is cross-bedded and its contact with the horizontally stratified sand below and the blue clay above appears to be discordant.

Micropaleontology. According to the Indian Neck pollen statistics (Fig. 13), the blue clay is of the same age as the Gardiners clay at Nashquitsa and the Highland Light cliffs (Fig. 4, p. 167 and Figs. 9, 10, pp. 174, 175). The resemblance between the pollen diagrams is so obvious that it requires no detailed demonstration. The diatom analyses support this connection, for the diatom statistics made of the Indian Neck blue clay correspond precisely with those of the Highland Light blue clay. The same species occur in both areas in practically the same quantitative proportions. For example, marine species occur in the proportion of 95—100 % in the blue clay from Indian Neck, in most samples the figures being 98—100 %.

The upper clay with its mixture of sand (layer III, p. 183) is poor in pollen, just like the rest of the profile above and below the blue clay. In the upper sandy clay, on the other hand, diatoms are to be found to some extent. Attention is called to the relatively abundant occurrence of *Coscinodiscus spp.* and *Melosira sulcata*. The *Coscinodiscus*, however, occurs only in fragments, like most of the species found in this layer, excepting the *Melosira sulcata*, in consequence of which the evidence offered by the diatom remains cannot be considered binding. The diatoms contained in this layer may be secondary and may have originated from the blue clay below, or then they may represent tidal marsh conditions. Here quite the same stratigraphic relations appear to be involved as in the sandy clay overlying the blue clay at Highland Light.

In the sandy gravel layer on top of the sandy clay there occur certain fresh water diatoms. They represent forms deriving from a small body of water and at least in part they have come from above with subsiding water. In the upper part of this layer (dark, strongly podsollic layer) there are abundant remains of Indian culture, such as clamshells, bones and fragments of pottery. It represents former ground surface, together with a cultural stratum, which has been covered by drift sand. Such relics of Indian culture I have run across elsewhere in this area and may have occasion to discuss the matter in some other connection.

The Indian Neck area has been investigated also by SAYLES and KNOX (1943, Localities 14, 15, pp. 1586—1587). Their Locality 14 appears to be situated at least near the spot where I carried out the investigation described in the foregoing. Their conception of the structure of the bluff is as follows:

	Feet
Capping of sand and a few boulders from till 1.	Variable
Till 2. Clay till (weathered)	5
Stratified sands, somewhat oxidized in places	8
Till. Clay till in places much weathered and discolored to a depth of 2 feet. Many striated boulders and pebbles	8
Stratified sand, partly discolored by oxidation	15

The area at Indian Neck that I explored is not folded, although in the northern part of the section there is a dislocation in the lowermost clay, which has undoubtedly come about after the sedimentation of the clay (Fig. 15). It would appear that the aforesaid researchers did not take their section at precisely

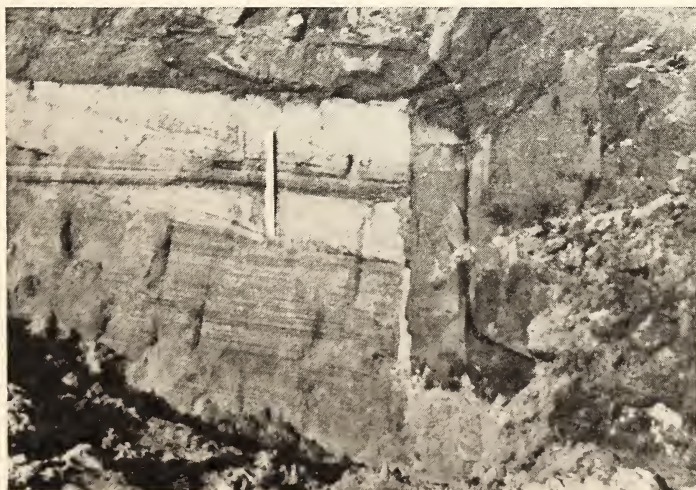


Photo E. Hyypä

Fig. 15. Dislocation at the contact between the lower clay and its underlying gravel-sand bed. Indian Neck, Wellfleet.

the same spot as I did, for their exhibits traces of a later ice push. Further evidence of this is provided by the fact that they found boulders in the lower blue clay. Though boulders are quite generally met with in clay beds deposited near ice borders, I found none in the section I studied, whereas there did occur a sparse distribution of small stones. In any event, it would appear certain that their till 2 corresponds to the upper laminated clay in my section (bed III, clay mixed with sand) and their till 3 corresponds to my lower clay bed (bed V, blue clay). This is also evidenced by the pollen and diatom analyses made from these deposits (SAYLES & KNOX 1943, Tables 1 and 5), even though the analyses in question, having been made from general samples, are not wholly conclusive. Be it noted that the researchers cited have made pollen analyses also of the upper clay deposit mixed with sand, their till 2. On the basis of the analytic results, it would appear to me certain that these pollens are secondary and derived from the clay below, like the diatoms in the upper clay deposit, at least for the most part.

SAYLES and KNOX describe another section from Indian Neck (Locality 15), one south of the preceding. I have not investigated this locality and, inasmuch as their description is exceedingly superficial, I am unable to form any substantial picture of the appearance of their tills (1,2,3,4); but I cannot avoid a strong suspicion that they have studied strata to such an extent deformed and possibly mixed up that an illusion of numerous till beds is conducted. I am still, for the time being at least, fully convinced that the beds of clay I have investigated at Indian Neck (Beds III and V) are not tills but fine sand and clay deposited in water near the ice border quite as in the Highland Light section, where the sequence of strata and the composition of the beds are identical to those at Indian Neck. I have been unable to discover any unmistakable till in the Indian Neck section any more than at Highland Light. The closest approximations are the gravel deposits above the topmost layer of sandy clay (Indian Neck bed II, Highland Light bed III), which conceivably may be a certain type of sand-gravel till.

Mainland

Indian Hill

The site lies about ten miles to the southeast from Plymouth (Fig. 1) and it constitutes a high (abt. 50 m) bluff (Fig. 16), which exhibits the same stratigraphy as the Cape Cod district. The section is mentioned already by FULLER (1906, 1914), who identifies the dark clay at the bottom of the section with Gardiners clay. I have not, however, found any detailed description of this section in the literature. I investigated the section in the summers of 1938 and 1939, using the same methods as in studying the shore bluffs at Cape Cod. Fig. 17 depicts the structure of the bluff at its crest.

The succession of deposits in descending order:

I. At the surface is a 40—50 cm sand layer (soil), the grains of which are mostly under 0.5 mm.



Photo E. Hyypä

Fig. 16. Indian Hill cliff, south from Plymouth. A. Post-Gardiners series, B. Gardiners clay, C. Pre-Gardiners gravel and sand.

II. Light brown, partly gray, clear sandy till forming a stratum 0.5—2.0 m thick. The stones and boulders in the till are fresh in appearance and mostly light granite (Fig. 18).

III. Sorted, weakly stratified gravel, grains mostly 0.5—1 cm, pebbles and cobbles also present.

IV. Blue clay, the upper border of which is gently undulating. The contact with the overlying gravel is plainly discordant and this upper deposit of clay has for the most part worn off the bluff. It is clearly visible as a large lens at the crest of the bluff in a zone about 100 m broad. It joins the thick sandy gravel bed below along a gently winding, nearly horizontal border. At the contact where the sample profile is situated there is a layer about 10 cm thick containing an abundance of small cobbles, gravel, sand and clay which bridges the transition from the blue clay to the underlying sandy gravel bed. The Petrographic border between the clay and the stratum below it is in any case a sharp one, but it is difficult to say whether it signifies a true erosion discordance or a shift from shallow to deeper water. A later dislocation of the strata here, as in many of the foregoing cases, may account for the deformation of the contact. The clay contains a sparse distribution of pebbles.

V. Sand-gravel bed, about 15 m thick at the highest point of the bluff. Its upper part is horizontally deposited, though clearly cross-bedded. The gravel bed becomes coarser toward the bottom and contains more cobbles, and the layers appear to fall toward the southwest, which would indicate that the current building up the gravel bed (possibly meltwater streams) in the beginning, at least, came from the direction of the sea, where the corresponding ice border

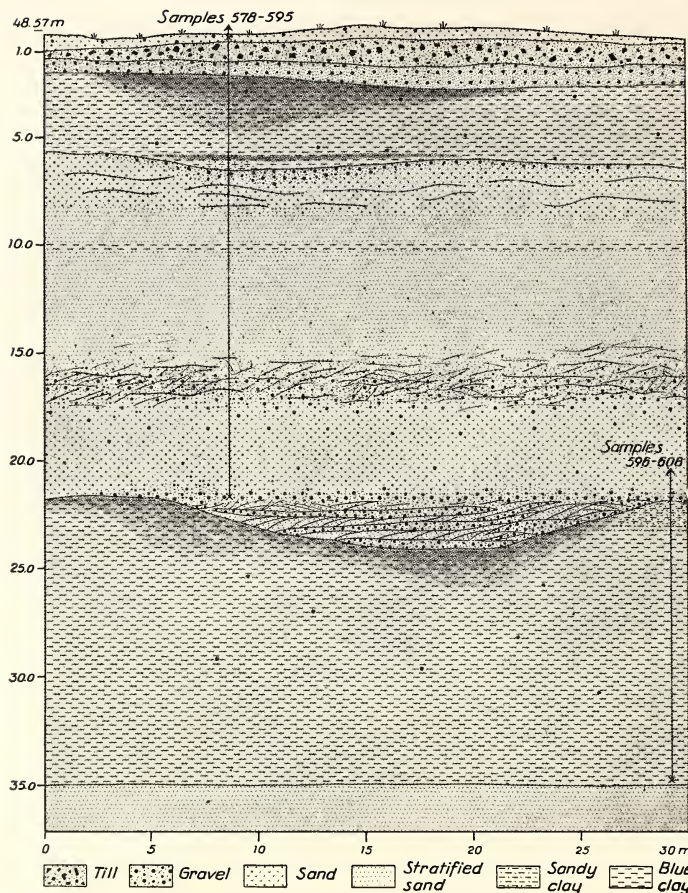


Fig. 17. Schematic drawing of the Indian Hill bluff at its highest point. The dark color on the surface of the upper and lower clay (Gardiners clay) denotes an oxidized zone.

was thus situated. The upper part of the bed appears to be in a horizontal position and represents most nearly a flood-plane structure. The stones of this gravel bed are unweathered throughout.

VI. There follows a bed of blue clay (Gardiners clay) 10—12 m thick, which is weathered to a yellowish gray on top and on bottom. Here and there the clay contains cobbles and granules, as in the clay deposit situated higher, and it is identical in appearance to the Gardiners clay of the other localities investigated and described in the foregoing. The stones in it are also for the most part quartz, as elsewhere in this type of clay. The boundary between the clay and the overlying gravel is a strongly bent, clear erosion contact. This is evi-



Photo E. Hyyppä

Fig. 18. Till (Cary) overlying the series of gravel-sand and clay beds at Indian Hill.

denced, for example, by the fact that numerous clay balls coated by gravel, which flowing water had eroded from the clay below, were found in the contact zone.

VII. The blue clay lies concordantly over the sandy gravel bed below. The structure of the latter is very much like that of the upper part of the gravel-sand bed on top of the clay. The grains of the horizontal layers in it vary somewhat in size and between these layers there is an intimate cross-bedding, resulting from changes in the coarseness of the material, although the main part of the material is ordinary sand. The material in this bed, too, appears quite as unweathered as in the upper gravel sand bed. The base of the bed was not reached.

The stratigraphy of the point about 300 m to the north from preceding spot where the bluff is only a bit more than 30 m high, is not quite the same as at the highest point. At first sight, it would seem that the blue clay (Gardiners clay) here forms a unified bed all the way up to the overlying sand and till. However, a detailed study reveals that the same development has taken place at this point in the bluff as in the former, there being only a facies difference. Fig. 20, p. 191, presents the strata at the point under consideration. Overlying the lower blue clay there follows a deposit of sandy clay, Samples 558—559, and further a silt layer (Samples 555—557), on top of which there lies the upper deposit of clay (Samples 551—554), as in the foregoing section. Here, therefore, the silt and sandy clay correspond to the sandy gravel bed of the former site — which is only logical, since the silt layer is 15—16 m lower in relation to the sea level than the surface of the gravel-sand bed at the highest point on the bluff, signifying that the silt represents a sedimentation in deeper water. This proves,

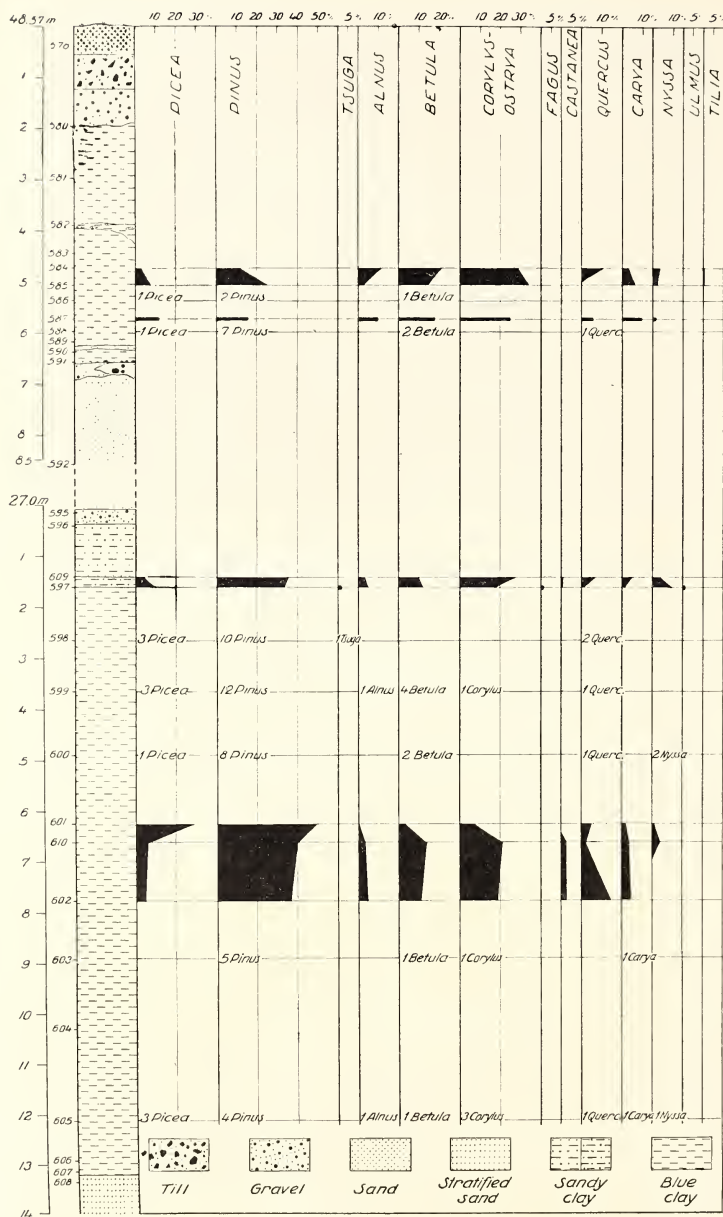


Fig. 19. Section of Indian Hill with pollen diagram at the highest point of the bluff. The gravel-sand bed between the upper and lower clay has been left out for reasons of space. Pollen occurs only in the upper and lower clay.

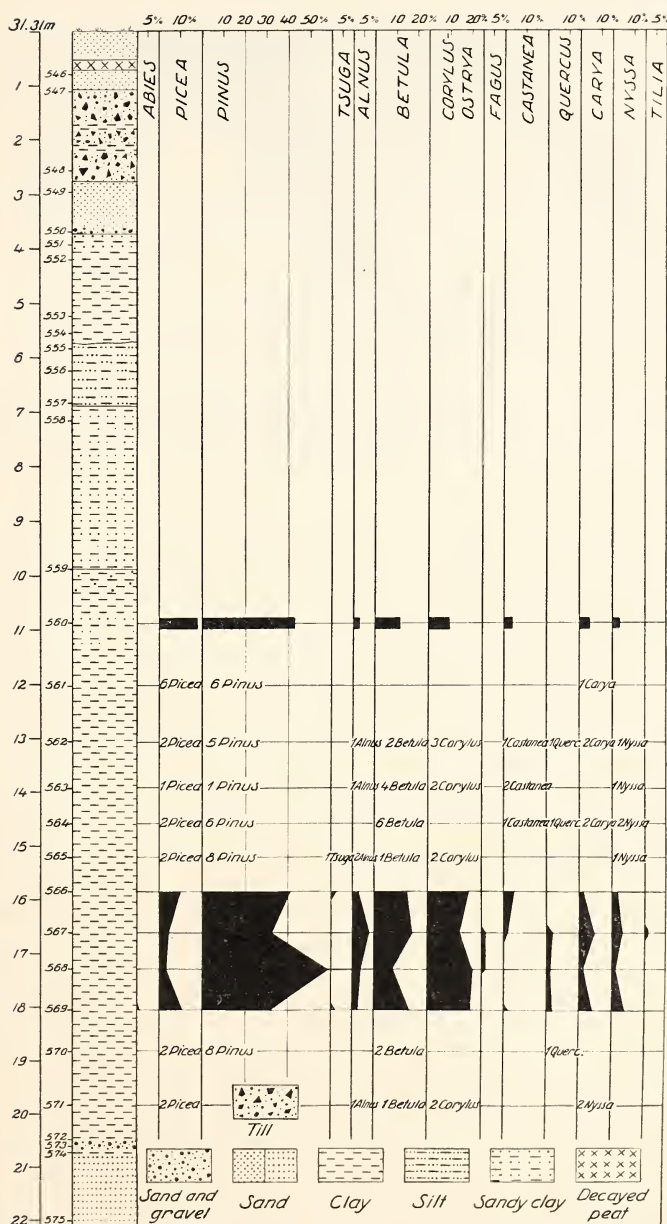


Fig. 20. Section about 300 m north from preceding spot, where upper clay is represented by silt layer (Samples 555—557), only lower clay (Gardiners) contains pollen.

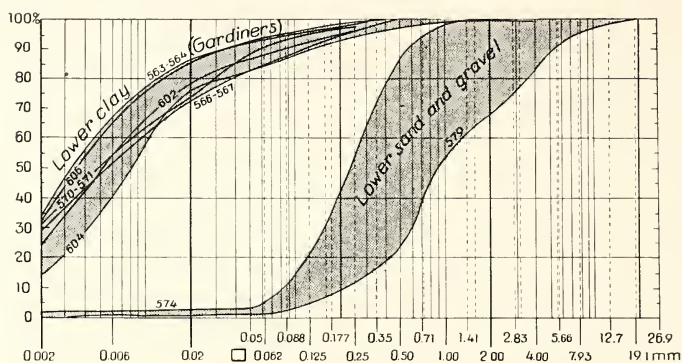


Fig. 21. Diagram showing grain-size composition of lower clay (Gardiners) and gravel-sand bed at its base. Numbers of curves denote analyzed samples.

ciably, probably not at all, below the surface of the bed; for quite beside it, about 10 to 15 m lower down, there is at the same time a deposit of sandy clay and silt, followed by the upper clay layer, evidencing a new rise in the sea level. From this we may conclude further that, even in absolute terms, the regression between these two sea levels was fairly slight, inasmuch as the upper and lower clay as such represents, to judge from its texture, structure and diatom flora, shallow water. Considering that the ice border of the time was not far away furthermore, that when the sea level descended after the sedimentation of the lower blue clay (thick gravel-sand bed) the regression did not extend apprecit most likely oscillated during the formation of the whole of this sequence of strata —, it is quite understandable that the facies of synchronal deposits may greatly vary petrographically even in quite closely situated places and especially during the interval between the two rises in sea level, when the ice border apparently advanced quite near the localities explored and caused sedimentation by meltwater streams during the height of the said regression.

Numerous grain size analyses of the Indian Hill sequence of strata have been made, and from among them I have chosen some characteristic ones to represent the sediment types of the different layers. Figs. 21 and 22 graphically show to what grain size group the different beds of the sequence belong. The upper and lower gravel-sand beds are composed mostly of grains belonging to the sand group. The lower and upper clay deposits are practically identical. Both consist of silty clay, albeit the upper deposit exhibits a greater variation in grain sizes, which is to be understood, in view of its sedimentation in shallower water than the lower, Gardiners clay. In the lower section (Fig. 20) the regression phase between the both clay deposits is represented by typical silt (Samples 556—557) The till on top of the sequence of strata is, according to analysis, typical till fairly rich in silt and clay.

Micropaleontology. The pollen analyses made from the Indian Hill sections are presented by Figs. 19 and 20. Let us examine first the result obtained

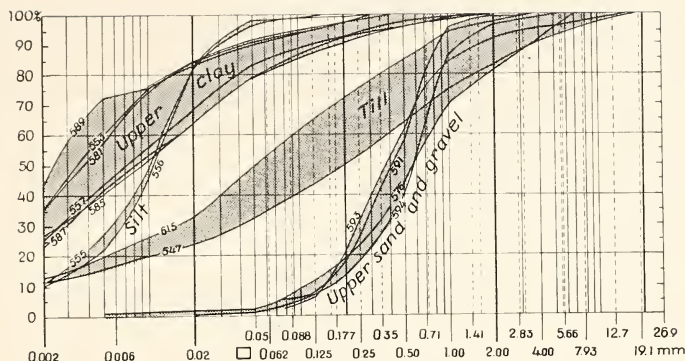


Fig. 22. Diagram showing the grain-size composition of: 1. Upper gravel-sand (between clay beds, Fig. 19), 2. Silt corresponding to the preceding at the lower section (Fig. 20), 3. Upper clay, and 4. Till on surface.

from the highest point on the bluff. The entire sequence of strata is for the most part poor in pollen. Nevertheless, complete analyses could be made from so many samples that the chronology is fully revealed thereby. The lower clay deposit represents, on the evidence of its pollen, a cool, coniferous climate, as in the areas described in the foregoing. A connection with Indian Neck, Highland Light and the Nashaquitsa cliffs is altogether certain. All these clays, which by their very outward appearance, too, are identical, are synchronal and represent the same cool climate and the proximity of the sea to the ice border.

An even more interesting and, from the standpoint of this study, more important result was obtained through an analysis of the upper clay. Notwithstanding that it is of the same type practically considered, as the lower clay, and undoubtedly also represents a shallow sea near the glacier ice, its pollen content is none the less different. The type of coniferous species has been replaced by one of deciduous species, among which especially the large share of the *Corylys-Ostrya* group arrests attention. On the basis of the evidence afforded by the pollen content of the deposit, the climate has become warmer and possibly drier. There has taken place a shift from a chilly coniferous climate to one favoring the growth of deciduous forests, which is logical in view of the new rise in sea level and the retreat of the glacial ice. The development of the climate from the time of the lower clay to the stage of the upper clay deposit evidently involved, with the exception of the regression in between, a gradual improvement in the climate and melting of the ice, which during the sedimentation of the upper clay brought about the southern deciduous forest type. This type of forest could in itself denote interglacial conditions, but, on the other hand, the ice border could not have been very far, for in this clay was found, among other things, one glacial striated green-stone and a scattering of stones, as in the lower clay. The pollen statistics cannot in this case signify forests grown on the very spot, inasmuch as what we have is marine sediment,

which has received its pollen content from farther away, evidently south of the mainland. The climate could in no event be glacial beyond the border zone of the ice at the time, and this is in harmony with the circumstances that the ice melts and the sea level rises simultaneously and that we are concerned with relatively southern latitudes.

The predominantly deciduous pollen content of the upper clay demonstrates one further important circumstance, namely, that this clay and its pollen have not originated from the lower clay bed, whose pollen content is of coniferous type. If the upper clay were, for instance, clay till pushed up by the ice from the lower deposit, it would also have to contain coniferous-type pollen-flora. It must consequently be deemed primary clay which had undergone its own marine phase. And the evidence is convincing, for it is supported by additional data supplied by neighboring areas, to be dealt with in the following.

The sediments of Indian Hill have a very sparse content of diatoms, which, like the pollen, occur mostly in the lower clay deposit. The poverty of diatoms indicates the closeness of glacial ice as well as swift sedimentation — that is, the ecological conditions were unfavorable to diatoms. In such sediments diatom flora as a rule is either totally lacking or exceedingly scarce. Among the marine species found in the lower clay the following warrant mention: *Amphora* sp., *Cocconeis costata*, *C. scutellum*, *Coscinodiscus* spp., *Grammatophora oceanica*, *Isthmia* sp., *Melosira sulcata*, *Navicula digitoradiata*, *Nitzschia* sp., *Rhopalodia gibberula* and *Trachyneis aspera*. All of them are marine species, to repeat, but they nevertheless indicate shallower water than, for example, the diatom flora of Highland Light. The clay also contains some fresh water species, which bolster this view. The scarcity of flora does not, however, permit drawing any far-reaching conclusion on this basis. It nevertheless appears certain that we are dealing with sediment of a shallow seashore zone that has received fresh water from melting ice during rapid sedimentation.

Summary on Indian Hill

The same kind of stratigraphy occurs at Indian Hill as in the Cape Cod district, an additional feature being that here, for the first time, the youngest till of the area appears on top of the upper clay. The lower clay belongs, to judge by its pollen content, to the Gardiners phase, which is characterized by a cool coniferous climate and closeness of the ice border. The lowermost gravel-sand bed probably represents quite shallow shore water (tidal environment, delta flat) or glacial outwash-sediment. This is followed by a Gardiners marine transgression, wherein the lowermost blue clay is deposited under glacial marine conditions and in comparatively shallow water. At the close of this stage the sea level has fallen and the glacier expanded. The surface of the Gardiners clay is clearly eroded, evidently, at least in the beginning, under glacio-fluvial conditions, when the current appears to have come from the direction of the sea. No till deposits occur on top of the clay, however, and the nature of the sedimentation gradually becomes the same as in the formation of the lower gravel-sand bed. After this the sea level has once more risen and clay (upper clay)

begins to be deposited on top of the sand; it is of the same type as the lower or Gardiners clay. The regression between these two rises in sea level has not been deep and the later transgression is shallower than the older (Gardiners). It has hardly reached the crest of the cliff, or higher than 50 m above sea level. In the Indian Hill district this has likewise been a glacial marine stage, but beyond the ice border the climate has no longer been glacial but nearly the same as prevails nowadays in southern New England, which is evidenced by the change during the upper clay phase of the coniferous forests to deciduous forests, requiring warmer conditions. The ice has at this time melted fast and the level of the sea risen. The glacier re-advances soon, however, and evidently from the direction of the sea (Cape Cod Bay lobe) and covers the upper clay with sand and a thin till. After this the glacial ice retreats from the region for the last time.

Taunton

Clay deposits have been known in this area for a long time (SHALER, WOODWORTH and MARBUT, 1896), having been regarded as glacial clays and sediments formed in the close proximity of the ice border. As early as 1939 I pointed out tentatively that these clays are not of fresh water but rather glacial marine origin, inasmuch as they contain marine diatom flora (HYVPPÄ, 1939). The glacial character of the clays is proved by the fact that they are partly varved, albeit in general weakly and only toward the bottom of the deposits, as well as that striated stones occur in them, as earlier researchers had already remarked. According to WOODWORTH (1896) these clays belong to the third or



Photo E. Hyypä

Fig. 23. Taunton clay pit. On top of clay bed is gravel-sand bed. At bottom of section can be seen varved clay, the boundary of which against overlying weakly varved clay is distinct.

last Ice Age and represent the outwash from the ice sheet. He does not, however, explain in any detail under what conditions the clays in question have been deposited. I had the opportunity in the summers of 1938—1939 to visit several clay pits being worked at the time by brick factories and study the stratigraphy of the said clays in quite fresh sections. I took numerous series of pure samples for the purpose of investigating the microflora. These clay deposits proved extremely important from the standpoint of my research and they can be quite conclusively connected with the stratigraphy of Indian Hill and the other localities reported on in the foregoing, as we shall see in what follows.

Locality 415 a. The site investigated (Fig. 1), the Stiles & Hart Brick Company's clay pit, lies on the immediate eastern bank of the Taunton river in a place called Weir, on the outskirts of Taunton. The area is part of the same level plateau on which the town of Taunton is situated. This clay deposit is of altogether the same type as the rest of the clays occurring in the Taunton river valley. It was not possible to expose the base of the clay deposit, but at

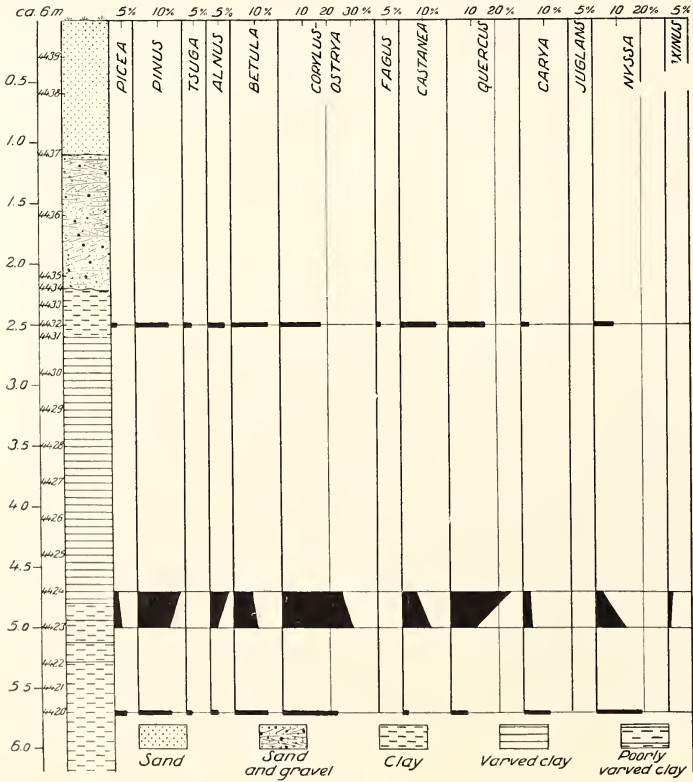


Fig. 24. Taunton (Stiles & Hart Brick Co.) clay pit. Section of clay bed with pollen diagram.

the bottom of the pit the clay begins everywhere in an unvarved or poorly varved state. In ascending the varving gradually becomes quite distinct (Fig. 23). The varves are thicker toward the bottom and grow thinner toward the top. The number of visible varves may be estimated at between 100 and 150. In places the varves continue up to the sandy layer overlying the clay, whereas in other places on top of the varved clay lies a layer about 1.5 m thick of totally unvarved clay resembling the so-called marine clay of New England. Investigating the sections of the pit, one gains the impression that after the sedimentation of the clay either erosion or abrasion — or perhaps both — has in places worn away the topmost unvarved clay wholly or in part. The brown clay on top of the dark clay probably denotes shallower water, which has caused the sedimentation of coarser material, where iron solutions have oxidized (brown color). The sand and gravel (cross-bedded) overlying the clay bed perhaps represents shore sediment of shallow water or outwash and, uppermost, possibly river sediment, which would indicate the shore's having gradually retreated across this area during the transition to the postglacial age. Till is nowhere to be seen on top of the clay bed and the overlying gravel and sand, too, are characterized by the smallness of the pebbles. The surface of the clay pit is according to the map, 6—7 m (20 feet) above sea level.

Micropaleontology. These clays, as is the rule with clays deposited near the ice border, are relatively poor or totally lacking in microfossils. Investigating entire series of samples I have nevertheless succeeded in collecting statistics whereby the character and chronology of these deposits can be fully explained.

Table 3.

Anal. K. Salminen	Taunton Locality 415 a	
	4420	4439
Coscinodiscus spp.fragm.	45.6	—
Diploneis sp.fragm.	2.8	—
Eunotia pectinalis	—	0.6
» spp.fragm.	—	1.8
Glyphodesmis distans	2.8	—
Grammatophora hamulifera	2.8	—
» oceanica	2.8	—
Hantzschia amphioxys	—	3.0
» sp.fragm.	—	2.4
Melosira distans	—	1.2
» Roeseana	—	19.4
» sulcata	43.2	—
Navicula mutica	—	6.0
Pinnularia borealis	—	56.0
» divergens v. elliptica	—	0.6
» spp.fragm.	—	9.0

The diagram, Fig. 24, represents a profile together with pollen diagram taken from the wall of the clay pit on the side of the Taunton river. The base of the deposit, i.e. till, was not reached here, but everything points to its not being very deep. Lowermost in the section is unvarved clay, which in ascending becomes distinctly varved. Toward the top the varving gradually vanishes (oxidized part, Samples 4431—4434) and at the very top lies current-bedded sand. The sediment sequence is poor in pollen, but from a few clay horizons it was nevertheless possible to determine the statistical relationships of the pollens. According to these statistics, the clay was deposited during a time of predominantly deciduous forests and, what is most important, the composition of the pollen flora is of the same type as in the upper clay at Indian Hill. This is proved particularly by the large share of *Corylus-Ostrya* in the statistics, just as in the upper clay at Indian Hill. There can be no doubt about the fact that the clay at Taunton is of the same age as the upper clay at Indian Hill. This gives rise to the question as to whether this clay is also glacial marine, inasmuch as the very structure of the clay and its content of stones makes it certain that it was deposited near the ice border.

Table 3, p. 197, shows the result obtained from a diatom analysis of two samples (4420, 4439) from the deposit. The other samples were so poor in diatoms that it is not possible to speak of flora on their basis. Sample 4420 exhibits distinct shallow water marine flora, representing salt water species alone. This proves that at least the bottom layer of the clay deposit is of marine origin. Sample 4439, which represents sand on the surface, contains a predominance of fresh water species (74.6 %), the rest being salt and brackish water species. The predominance of fresh water depends here chiefly on the great abundance of *Pinnularia borealis* (56 %), which does not, in this case, absolutely prove standing fresh water. This species lives, it is to be noted, not only in small streams but also in damp soil, where it can be found in masses, and it can move with percolating water, particularly in sand and gravel, into layers where it has

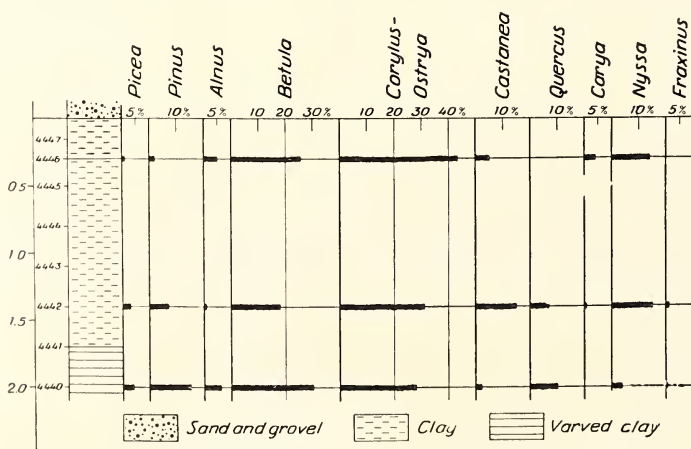


Fig. 25. Section about 30 m north from preceding with pollen diagram. Taunton.

not previously existed. The same holds true in regard to the other relatively abundant species (*Melosira Roeseana*) in this sample. Brackish water is indicated by the presence of *Navicula mutica*, which lives in very shallow water at the mouths of rivers emptying into seas but is also likely to be found in the interior in altogether fresh water. It would appear that the said sand had been deposited at the mouth of the former Taunton river in the immediate proximity of the sea. It would therefore be most appropriately described as alluvial. The entire sequence of strata from the base of the clay to the surface would accordingly appear to represent a shallow marginal sea along a glacier edge, which gradually sinks down to form a shore.

Locality 415 b. The site, where samples were taken, is situated about 30 m to the north from the one described in the foregoing, and its section, together with pollen statistics, is shown in Fig. 25. The sequence of strata is otherwise the same as in the preceding, excepting that here there is a thicker layer of unvarved clay overlying the varved clay. This is to be seen also in the pollen statistics in that the predominance of deciduous trees increases in ascending, above all in respect to the *Corylus-Ostrya*, which would be in harmony with the fact that the unvarved clay would signify a retreat of the ice border and an improvement in climatic conditions. Otherwise, both diagrams represent the same pollen flora and therefore the same formation.

Bridgewater

This clay pit (Bridgewater Brick Co., Mass.) is situated (Fig. 1, p. 161) less than a kilometer from the center of Bridgewater to the north and about 200 m east from Route 18, in a relatively flat area 12—13 m above sea level, according to the topographic map. The stratigraphy of the clay in this pit is fundamentally the same as in the one described in the foregoing, excepting that there is a greater abundance of unvarved clay. The distinctness of the varving appears otherwise

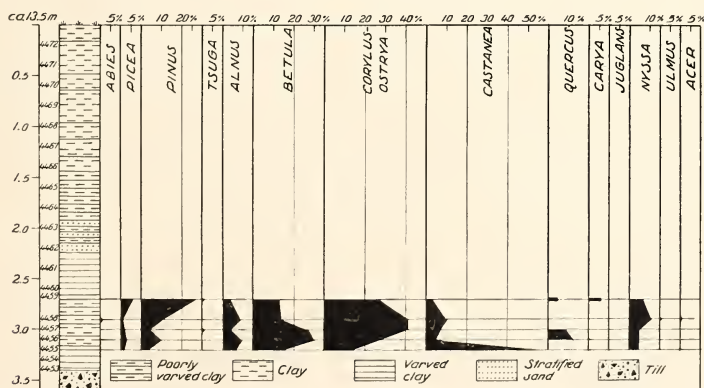


Fig. 26. Bridgewater (Bridgewater Brick Co.) clay pit. Section of southern wall of pit with pollen diagram.

to vary greatly in this pit as well, so that individual sections cannot be considered in this respect as normal for the area as a whole.

The series of samples have been taken from the southern and western walls of the clay pit. The terrain rises gently north-northwest, where there is an altitude curve of 100 feet limiting the highest level of the formation, which may be a shore plateau indicating one of the levels attained by the sea, during the time of which the sedimentation of the clay in the area took place. In the area of the clay pit no till can be seen anywhere on top of the clay; and this leads to the conclusion that the ice never advanced over the clay bed. The clay lies atop a clear till, as one of the sections I studied in the pit unmistakably shows.

Locality 416 a. Fig. 26, p. 199, represents a section of the southern wall of the pit, together with a pollen diagram.

In this section attention is arrested primarily by the fact that the varved clay lies clearly atop a dense basal till. The initially weakly varved clay becomes more clearly varved in ascending, and this in turn changes, through the agency of a layer mixed with sand (Samples 4462—4463), to distinctly varved clay, on top of which is sandy clay, corresponding to the uppermost stratum of sand in the Taunton pit. The character of the sequence of strata is thus in the main the same as at Taunton. Here the important observation was made, moreover, that the clay bed lay on top of the till. On the basis of these stratigraphic features alone it would appear certain that the clays under consideration belong to the same glaciomarine stage. This conclusion is wholly substantiated by the microflora of the section.

Micropaleontology. The clay bed is poor in pollen, except in its lowest part (Samples 4453—4459), from which it was possible by means of the HF-method to form reliable statistics. As the pollen diagram shows, the composition of the forests is of the same type as exhibited by the clay at Taunton. The connection is again strengthened particularly by the *Corylus-Ostrya* maximum.

The chronological result of the pollen analyses is complemented by the diatom analyses made from the clay bed; these are presented in Table 4. The diatom flora is appreciably richer than at Taunton, but otherwise it is of quite the same type as there and in all the other areas described in the foregoing, including the Cape Cod district. It is especially noteworthy that marine species are represented here too to the extent of 98—100 % and that the *Coscinodiscus spp.* and *Melosira sulcata* are quantitatively predominant. Further, it is worth noting that the marine influence begins strongly in Sample 4456, or precisely at the level where the distinctly varved clay overlying the till becomes weakly varved. This means that the ice border had retreated and marine conditions become stronger; at least the salt content of the water had increased substantially, causing a coagulation of the clay and a weakening in varving. In the Samples ascending from No. 4459 the salt content would seem to diminish again slightly, although the diatom flora does not show any great changes in this respect. We are dealing with a shallow marginal sea situated close to the ice border that had followed its melting and retreating stage and gradually become filled up with silt to the level of the surface of the clay deposit, or about 13 m above sea level. The cause of the regression was possibly the re-expansion and

Table 4.

Anal. K. Salminen	Bridgewater Brick Co. Mass.							
	Locality 416 a							Local. 416 b
	4456	4457	4458	4459	4462	4465	4473	4474
Actinocyclus Ehrenbergii v.crassa ..	1.8	1	1.3	1.4	—	—	—	—
» sp.fragm.	—	1	—	—	—	—	2	—
Actinoptyches undulatus	—	1	1.3	1.4	1.4	—	—	—
Biddulphia aurita	1.2	1	—	—	—	1.5	—	—
Chaetoceros mitra	—	—	—	—	—	—	—	1.5
Cocconeis scutellum	0.6	—	—	—	—	—	—	—
Coscinodiscus Kützingii	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» lacustus v.septentrio- nalis	—	1	—	—	—	—	—	—
» lineatus	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» nitidus	1.2	—	—	—	—	—	—	—
» sp.	—	—	—	—	—	—	—	1.5
» sp.fragm.	23.6	21	27.0	22.8	23.8	48	38.0	41.0
Cyclotella comta	0.6	—	—	—	—	—	—	—
Cymbella sp.fragm.	—	1	—	—	—	—	—	—
Diploneis bombus	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» » v. Kützingi	—	—	1.3	—	1.4	—	—	—
» finnica	—	—	—	—	1.4	—	—	—
» interrupta	—	—	—	1.4	—	—	—	—
» ovalis	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» Smithi	—	—	1.3	—	—	—	—	—
» sp.fragm.	1.8	1	—	1.4	—	3	2	1.5
Grammatophora angulosa v.islandica	1.2	1	—	—	—	—	—	—
» marina	—	—	—	1.4	—	—	—	1.5
» oceanica	1.8	2	2.6	4.2	5.6	—	4.0	1.5
» sp.fragm.	1.8	1	1.3	—	—	—	—	—
Hyalodiscus scoticus	—	1	1.3	—	—	—	2	—
Melosira italica	—	1	—	—	—	—	—	—
» moniliformis	0.6	1	—	—	—	—	8	—
» sulcata	50.0	53	47.0	55	63.6	44.5	26	35.0
Navicula clavata	—	—	—	—	—	1.5	—	—
» Henedyi fragm.	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» sp.fragm.	—	—	—	—	1.4	1.5	—	—
Nitzschia panduriformis	0.6	—	—	—	—	—	—	—
Pinnularia sp.fragm.	—	—	—	—	—	—	2	1.5
Plagiogramma sp.fragm.	—	1	—	—	—	—	—	—
» staurophorum	1.2	—	—	1.4	—	—	—	—
Pleurosigma sp.fragm.	0.6	—	—	—	—	—	—	—
Stephanopyxis turris	7.8	11	13	9.6	1.4	—	2	13.5
» » v.cylindrus f.	—	—	—	—	—	—	—	—
» » paucispina ..	0.6	—	—	—	—	—	—	—
» » v. intermedia ..	—	—	—	—	—	—	8	—
» » v. polaris	—	—	—	—	—	—	—	1.5
Synedra tabulata	—	—	1.3	—	—	—	6	—
Tetracyclus lacustris	—	—	1.3	—	—	—	—	—

re-advance of the glacier, though not so as to extend over these clay beds. Another alternative would be an uplift. I shall return to the question later.

Locality 416 b. This section (Fig. 27, p. 202) is from the western wall of the pit. The base of the clay was not reached, but the bed starts with unvarved

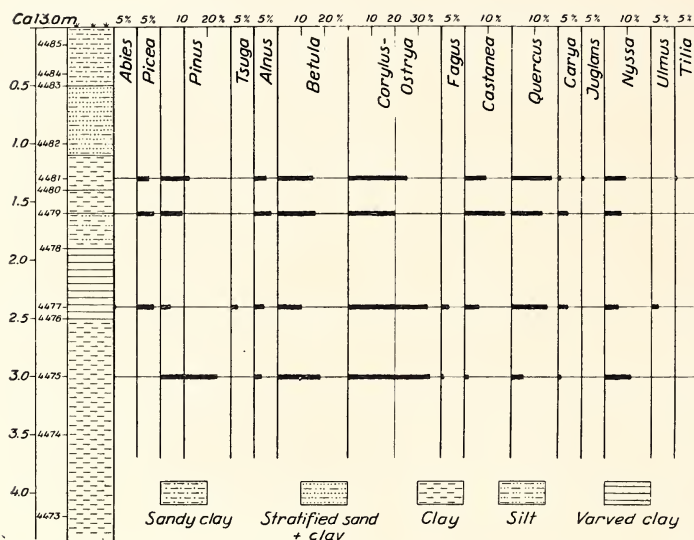


Fig. 27. Bridgewater (Bridgewater Brick Co.) clay pit. Section of western wall of clay pit with pollen diagram.

clay, becomes varved toward the top and is overlain by a shallow clayey shore deposit, as in the preceding locality, which this section otherwise fully corresponds to in its main features. It stands to reason that in the proximity of the ice border precisely such sediments would occur, varying in minor detail but revealing on the whole the same geological evolution.

Microfossils. This section contains a smaller quantity of microfossils than the preceding one, but the pollen statistics (Fig. 27) prove beyond reasonable doubt that the same type of predominantly deciduous phase is involved. These analyses statistically complement those of the preceding section, inasmuch as they were made from higher parts of the clay bed than in the preceding locality (416 a). We may observe, by comparing these two diagrams, that during the entire time that the clay bed was being formed no essential changes took place in the development of the forests. The climate was warm, by no means glacial, and this phase must be considered short, geologically understood, perhaps lasting a few centuries, unless the surface parts of the clay have not greatly eroded. A statistical analysis could also be made of the section's lower part (Samples 4473 and 4474, Table 4), and the result indicates quite the same marine conditions as the diatom flora of the preceding section.

State Farm, South Bridgewater

Some four and a half miles south-southeast from Bridgewater is situated the State Farm of South Bridgewater (Fig. 1 on p. 161), where the Cooks Brick Yard worked a clay pit. I investigated this clay pit in the summers of 1938 and



Photo E. Hyypä

Fig. 28. State Farm clay pit. Overlying clay bed is gravel-sand bed with sharp contact.

1939, when fresh sections were exposed (Fig. 28), and I took several series of samples for microscopic analysis. The walls of the pit exhibited in its main features the following stratigraphy.

At the northern end of the clay pit till rich in boulders and with an abundance of dark slate comes into view from under the clay in spots, which leads to the conclusion that the clay deposit cannot be very thick and that its base here as in the preceding locality consists of till. The clay begins clearly with a varved structure, with the varves about 0.5—1 cm and, in places, thicker. In ascending the varving gradually disappears, though there continues to be lamination in the sediments, resulting from dense, winding and very thin silt streaks. Toward the top the clay in many places becomes varved anew, though indistinctly. Thus in the western wall at the southern end of the pit clearly distinguishable boundaries are visible at intervals of about 5 cm, possibly indicating varving. It is, however, difficult to say whether they signify intervals of one year. Both winter and summer parts are clay; there is only a certain difference in color, apparently caused by a difference in degree of fineness, between the winter and summer parts. In ascending this varving gradually becomes finer and tends to disappear toward the top of the clay deposit, so that in the top-most, brown part it can scarcely be distinguished. Overlying the clay there is generally gravel, which is associated discordantly with its base, proving that the surface of the clay had been worn down during the sedimentation of the gravel. There are no abrupt signs of erosion however, for the border is gently undulant. The gravel layer probably represents glacio-fluvial action during the stage when the ice border for the last time advanced near the locality, though not over it. The clay stratum may have been left dry before this, for on its surface is a layer hardened by deposited iron solutions but worn away in spots during the sedimentation of the gravel (Fig. 29, p. 204). Oxidation took place therefore, at least to some extent, before the sedimentation of the gravel and naturally above the water level. The gravel layer is poor in stones, though in places some fair-sized boulders are to be met with. The sand atop

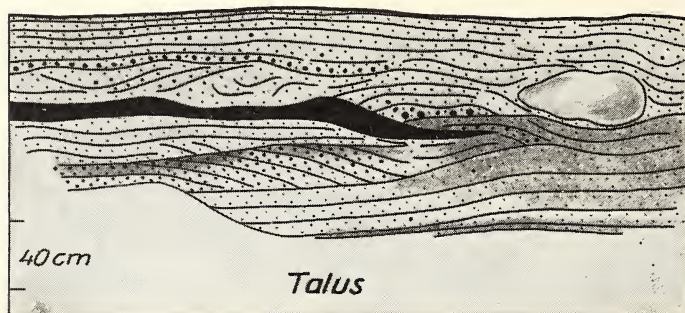


Fig. 29. State Farm clay pit. Hard oxidized layer (black) overlying clay has at this point partly eroded away.

the gravel may to some extent at least represent sedimentation by the Taunton river. This is indicated by the fact that the surface of the formation slopes down toward the river and that the sandy layers of the wall of the pit toward the river are the thickest of all as well as that hardly any clay is in evidence there. Obviously, therefore, the Taunton river has also worn away the clay during the post-glacial period. On the whole the stratigraphic and topographic relationships of this clay deposit are so much like the preceding clay deposits situated in the valley of the Taunton river that it seems certain that they origi-

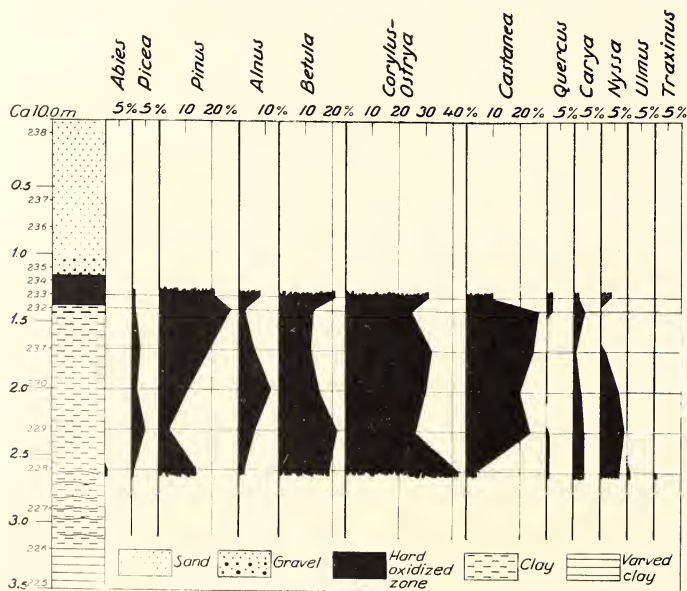


Fig. 30. State Farm clay pit (Cooks Brick Yard, South Bridgewater.) Section of western wall of pit with pollen diagram.

nated under the identical geological conditions. This conception is bolstered by the microflora analyses made of clay samples.

Locality 35. Fig. 30 presents a section from the western end of the pit, together with pollen diagram. Here it was not attempted to dig down to the till underlying the varved clay, but evidently it does not lie very far beneath the base of the section. Pollen was found in relative abundance in the weakly varved clay on top of the varved clay. The diagram shows at very first sight that we again have the same predominantly deciduous flora as in the clays of the Taunton river area previously discussed. The synchronousness of these and the upper clay at Indian Hill is quite obvious. Be it mentioned that in order to obtain reliable statistics 3—4 preparations made by means of the HF-method were used up. Nonarbooreal pollens averaged 30 % of the total accounted for by tree species. The flora undoubtedly represents forests growing beyond the ice border but nevertheless relatively near it, a warm deciduous climate being indicated.

Table 5.

Anal. K. Salminen	State Farm Bridgewater, Locality 35												
	225	226	227	229	230	231	232	234	235	236	237	238	
Actinocyclus sp.fragm.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
Biddulphia sp.fragm.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
Campylodiscus echeneis fragm.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
Chaetoceros sp.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
Coscinodiscus nitidus	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
» sp.fragm.	4	1	4	2	2	2	1	1	2	1	2	—	
Cymbella sp.fragm.	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	
Diploneis bombus	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	
» sp.fragm.	—	—	—	1	3	2	—	—	—	—	—	—	
Epithemia zebra fragm.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Eunotia formica	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
» praeurpta	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
Grammatophora marina	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	
» oceanica	—	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	—	
Hantzschia amphioxys	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
Melosira Juergensi	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
» sulcata	3	—	11	7	8	3	13	1	2	—	5	1	
Navicula distans fragm.	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
» granulata fragm.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
Pinnularia spp.fragm.	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	—	1	
Plagiogramma staurophorum ..	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
Pleurosigma sp.fragm.	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	
Rhaphoneis sp.fragm.	3	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	
» surirella	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	
Synedra pulchella	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	
» tabulata fragm.	1	—	2	—	5	3	3	—	—	—	—	—	
Tabellaria fenestrata	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
Trachyneis sp.fragm.	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	

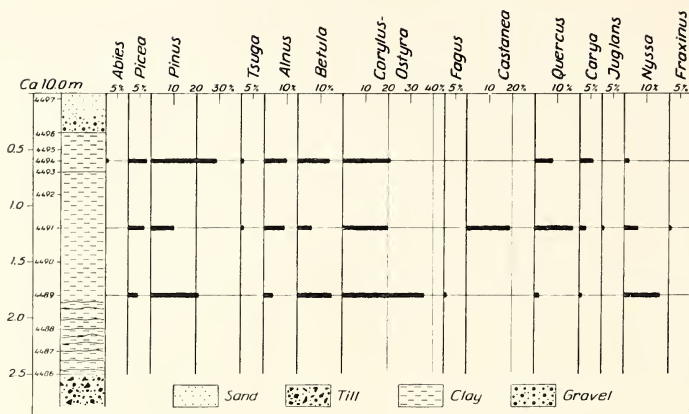


Fig. 31. State Farm clay pit. Section of northern end of pit with pollen diagram.

The diatom content of the clay is sparse (Table 5), and represents the same marine species as occurred in the previous localities, thus signifying the same marine conditions. The figures in the table do not in this case reveal percentages but rather the numbers of individuals of each species found in the preparations studied.

Locality 417. The section was made from the northern end of the clay pit (Fig. 31). Here a clear basal till was exposed underneath the clay, the bed of which begins with the same varved clay as in the previous ones; and likewise the clay becomes weakly varved in ascending, with the varving vanishing entirely toward the top, which is cemented together by iron solutions. A thin layer of gravel follows at the contact and on top of it there is sand, as at the western end of the pit. Pollen flora begins to appear here too immediately in the unvarved or weakly varved clay overlying the varved clay. It was not possible to attain reliable percentages in the statistics except in three samples, which, however, exhibit exactly the same flora and quantitative relationships as the profile at the western end of the clay pit. The *Pinus*, *Betula* and *Corylus-Ostrya* in particular show even in slight features the same common quantitative tendency. *Castanea* occurs in these profiles in even greater abundance than in the clays of the localities previously considered in the Taunton river area. In my opinion, combined with the abundance of *Corylus-Ostrya*, it constitutes a reliable indication of a warm climate, particularly in view of the considerable content among the flora of as southern a species as the *Nyssa*. This flora corresponds in type most closely to the deciduous forest (southern hardwoods) formation, or as regards temperature to the climate nowadays prevailing in southern New England and New Jersey. It is more difficult to decide on the basis of the flora whether the climate was moist or dry at the time. As I see it, edaphic factors should also be taken into account, inasmuch as this flora has been spread in the wake of the ice and coniferous forest formations across ground still in many respects virgin. *Corylus-Ostrya* and *Castanea* favor sandy soil,

which has been plentiful in the conditions of those times and apparently this has been one ecologic factor bearing on their wide distribution. If the nature of the climate be considered from the standpoint of the melting of the ice, then a dry and warm climate conducive to melting the ice would primarily come into question. If local factors, such as edaphic ones, the proximity of the ice and degree of latitude, be ignored, then the climatic type, considered over an extensive area, must be deemed to have been dry and warm at least during the sedimentation of the upper clay, for otherwise it would be hard to imagine a simultaneous rapid melting of the ice and rising of the sea level.

Summary on the Taunton-Bridgewater Area

On the mainland of southeastern Massachusetts clay deposits have long been known that occupy the lowlands bordering the shore but usually do not attain a height of more than 15—20 m above sea level. Such clays were studied in the Taunton district, where the sediments follow the valley of the Taunton river. All three clay pits explored yielded the same picture of the stratigraphic relationships of the clay. The clay overlies till rich in boulders, and it is at first varved but in ascending becomes weakly varved and unvarved. In regard to distinctness of varving, however, even sections situated close to each other vary. The surface of the clay deposits is cemented by iron oxides and appears weathered, which must have taken place on dry land, i.e. after the area had risen above sea level. Subsequently, the ice re-advanced to the immediate proximity of the formations and glacio-fluvial action wore away the surface parts of the clay. This is evidenced by the current-bedded and cross-bedded gravel, which has in places eroded the surface of the iron oxide-cemented and weathered clay. The ice did not advance over the area, since nowhere does till occur on top of the clay. Uppermost in the sequence of strata is sand deposited by the Taunton river and possibly also some aeolian sand.

Attention was drawn in the Bridgewater and Middleboro areas to the flatness of the topography. This was caused, at least in part, by the fact that during the final stage of the Ice Age the region was covered by the sea, when a large amount of glacio-marine clays were deposited to form level fields. It is noteworthy, moreover, that the glacio-fluvial gravel fields and shore deposits scarcely rise more than 100 feet above the sea level, and the till formations are also often levelled off to this height. This niveau possibly represents the level of the sea during the sedimentation of the clays, though it need not be the maximum limit attained by the sea during the said stage. A wave-levelled plain about 180 feet above sea level, situated at Mansfield, some 15 miles northwest from Taunton, is mentioned by FAIRCHILD (1919, p. 610). Even this, however, is not FAIRCHILD's highest shore, for he locates it slightly to the north of Mansfield, at Sharon, to the elevation of 280—285 feet above sea level. Although FAIRCHILD's studies are generally considered antiquated and although it would appear, taking the New England area as a whole, that in his system he has mixed up metachronic shores as belonging to the same postglacial marine stage, nevertheless his observations in respect to water level signs seem to warrant attention.

I have myself investigated the Mansfield plateau, which in truth appears to have formed on the same plane as the water level, approximately 180 feet above the present sea level. At the northern end of this plain, upward from the 200 feet elevation curve, typical ice-contact topography is met with, the material being sorted sand and gravel, possibly representing sediment of a glacio-fluvial delta. The surface of the plateau is gently undulant and slopes slightly toward the south.

I have studied other sand plains as well in the areas north of Taunton, and the one situated on the southern side of Great Blue Hill (Blue Hill Range, Dedham Sheet, Mass., 1:62,500) would appear to represent the same water level as the Mansfield plateau and, according to the topographic map, lies on the average 195 feet (about 64 m) above sea level. FAIRCHILD mentions this same plain (200 feet above sea level) but as lying below the highest shore (315 feet) in the locality. It is evident that in the area studied these upper and lower levels represent a group of plateaus flattened off by water, and either all of them are of marine origin or then the upper ones signify water levels of ancient glacier lakes. I shall have occasion to return to this question of such great importance to my work in connection with my total synthesis.

The pollen analyses made of the clays in the area prove that they represent a sea near the ice border at a stage younger than the Gardiners and one apparently of relatively short duration. This may be judged from the thin clay beds and from the fact that the composition of the forests had not changed materially during the whole time. The pollen flora indicates that the forests of that time, which obviously were not situated very far from the ice border, represent pretty nearly the same climate as currently prevails in southern New England and New Jersey. On the basis of the flora the said clays might easily be interglacial, but their varving and content of stones indicate the proximity of glacial ice. In these formations there are no signs of far advanced weathering either and the apparent duration of their deposition was altogether too short to be interglacial. According to the diatom analysis, these clays are of marine origin and contain in numerous cases clearly ecological flora, representing salt water species almost 100 %. After the sedimentation of the clays the Taunton area seems to have become situated above sea level, either by an upheaval or a eustatic movement of the sea, and the surface parts of the clays thereupon underwent weathering. The ice border re-advanced near the locality, however, and glacio-fluvial sand and gravel was deposited on top of the clays, while the surfaces of the clay beds simultaneously wore down. The ice did not advance over this area, though, inasmuch as no indisputable till formations are to be met with anywhere on top of the clays. With the retreat again of the glacier from the environs, the shore moved down below the present sea level. This signifies the beginning of the postglacial age in the area under consideration.

On the evidence of the pollen chronology these clays undoubtedly connect with the upper clay at Indian Hill and thereby also with the marine sediments overlying the Gardiners clay in the Cape Cod district, these being best seen in the Indian Neck section, where they occur as a separate sandy clay bed. Indian Hill thus constitutes an exceedingly important key profile in the geological evolution of the Wisconsin stage throughout southeastern New England.

These clays appear to connect also with certain deposits at Cape Cod investigated by SAYLES and KNOX (1943). At least in several cases it appears certain that their till 2 (Locality 12a, p. 1601) and »lignite sand 1» (Table 6, Locality 1, p. 1603) and possibly also the »lignite sand 2» studied in the same place belong to the Taunton clay stage. The pollen statistics analyzed from the afore-mentioned sediments greatly resemble the statistics of the Taunton clay. It should, of course, be understood that the connection concerns only the time sector collectively. Within this time sector there are likely to come into question different time horizons, all the more so because during the Taunton interval no significant changes appear to have occurred in the composition of the forests and, accordingly, in the climatic conditions.

It seems appropriate to call the phase represented by the clays in the Taunton region, which in southeastern New England was glacial marine, the *Taunton interval* or the *Taunton interstadial stage*. Corresponding deposits might be termed Taunton formations, to distinguish them from the Gardiners formation, which, while belonging to the same collective stage, is older. The late glacial sea of Taunton is by no means the same as the sea whose o-isobase runs south of Boston (ANTEVS 1928, HÖRNER 1929, CROSBY and LOUGEE 1934), as DEEVEY (1949, p. 1361) thinks I meant (HYYPÄ 1939), but considerably older. Its extension in a N-S direction, i.e. north of Indian Hill and into the Coastal Plain region, remains unelucidated, though certain assumptions about it may be presented.

The chronology of postglacial time in eastern North America has been studied very intensively by LOUGEE (1953). He describes in his work (1949, p. 266, Fig. 8) the »Leverett water plane», the isobase of which in the Taunton region would be 100 feet and would correspond there in respect to elevation my Taunton II glacial marine phase. However, the same sea as mine cannot be involved. His —100 feet isobase runs through Cape Cod, whereas the shore of my Taunton sea has been notably above the present shoreline of the said region, as we shall shortly see.

FLINT (1953, pp. 898—902) in his stratigraphy of the Wisconsin stage has divided the area of coastal New England into an »outer belt» and an »inner belt», where on top of the clay till is a marine phase and on top of this a sandy till, which in turn in northeastern Massachusetts, New Hampshire (CLAPP 1907) and coastal Maine (LEAVITT and PERKINS 1935) is covered by the late glacial marine clay. The uppermost sandy till represents, according to FLINT, the Cary substage, to which in my opinion the uppermost till at Indian Hill likewise belongs, whereupon the underlying clay (upper or Taunton clay) corresponds to the marine clay between two till beds of the »inner belt». This connection is quite clear and at the same time proves that the advance of the ice margin during the Cary substage extended on the coast at least as far as the Indian Hill area. FLINT (1953, Pl. 2) has tentatively drawn this margin only as far as Boston. In my map (Fig. 1) I have corrected the Cary margin by shifting it along the coast to Indian Hill. It is not impossible that it has extended even farther south on the coast. Otherwise, it runs in my map as conceived by FLINT. The Taunton interstadial phase falls between the Tazewell and Cary substages. In the Taunton-Bridgewater region I observed distinct till situated as the base of the marine

clays under consideration; this till evidently represents the Tazewell-Iowan interval, when the region had not become exposed from under the ice, considering that the Gardiners clay belonging to the Iowan and Tazewell complex is lacking here. The region was not freed from ice during the Wisconsin stage for the first time until the Tazewell-Cary interstadial interval, and the new Cary advance of the ice did not extend over the Taunton clays, though it did get near.

Barrigton R. I.

The place (Barrigton Steam Brick Yard, Localities 400 and 401) is situated right on the western bank of the Barrigton river, in the immediate vicinity of the sea coast (Fig. 1, p. 161). Undermost in the section of this clay pit (the base of the clay was not reached) is indistinctly varved grayish blue clay. There follows a layer of brownish gray clay, which is sandier and contains here and there unweathered water-rounded stones and in its top part streaks of sand. This layer gradually changes over into a sandy-gravel layer mixed with clay and rich in cobbles. The stones are rounded by water, 1—5 cm, and predominantly granitic. This tightly packed deposit merges without any abrupt boundary into the overlying loose sand, which is possibly shore sediment, with dune sand on the very surface. According to the then manager of the brick yard, the clay continues from the bottom of the pit about ten feet downward — after which silt till (?) is met with. In the sections of the clay pit no evidence can be found of the ice having travelled across the locality. Since the base of the section was not reached, it is impossible to say whether the Iowan-Tazewell complex occurs here as till alone, which would mean that the ice did not retreat across the area until the Tazewell-Cary interval, or whether what we have here is possibly Gardiners glacial marine clay belonging to the »outer belt».

The clay at Barrigton contains no microfossils, so that we lack this means of dating it and determining its geological character. The stratigraphic relationships revealed in the sections of the clay pit are, however, quite the same as in the corresponding sections of the Taunton-Bridgewater region. We are therefore fully justified in classifying the Barrigton clay as belonging to the Taunton sea.

General Synthesis

Sea Level during the Wisconsin Stage

As already mentioned in the introduction, the special objects of this study are the clay deposits of southeastern New England, which have been held to be partly glacial, partly interglacial; the reason for the choice being that they afford a chance to obtain a reliable reference bed and, in combination with the shore features, a means of clearing up the shifting of the line of the seashore during the stage under consideration. In the light of the fact

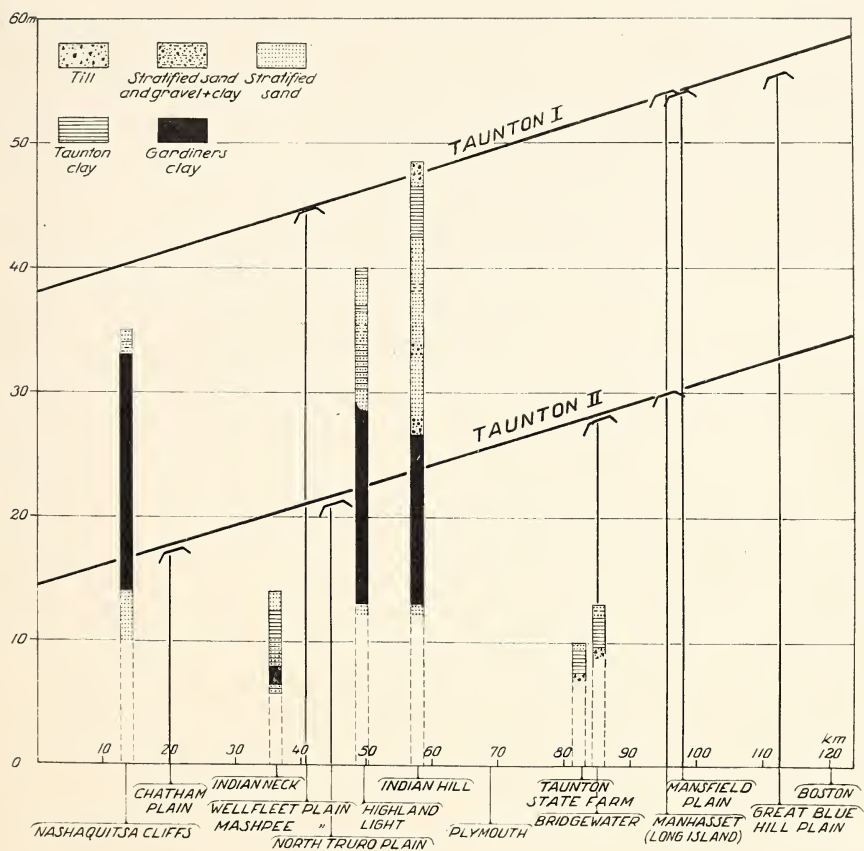


Fig. 32. Strata series investigated and certain wave-leveled plains occurring in southeastern New England plotted on distance diagram. Taunton I and II represent the two shore levels of the Taunton interstadial sea.

that the Gardiners clay, which on the evidence of its microflora I have shown to be glacio-marine and interstadial, was buried under re-advances of the ice margin, the shore level of the time is anything but easy to reconstruct. It appears certain that the Gardiners sea was deeper than the subsequent Taunton sea, though both these seas were shallow neritic zones close to the ice border in the New England region. Gardiners sea clay is to be met with in Long Island, the islands off New England and the Cape Cod district. On the mainland it has been found up to the present, according to my study, only in the bluff along the shore at Indian Hill, where the Cape Cod Bay lobe of the Wisconsin ice-sheet had thus gradually retreated during the time of the Gardiners sea. Gardiners clay occurs in the area investigated and

likewise in the Long Island district above sea level, but the differences in elevation of the deposits are so slight that in the area explored the land has not undergone any abrupt tilting subsequent to the Gardiners sea, although it has obviously become uplifted, for the evidence indicates that the sea level was absolutely lower at the time than it is today, inasmuch as much water was still bound up by the ice under interstadial conditions. On account of the slight gradient of the Gardiners sea shore level, its sediments are perhaps likely to be encountered also in the northern parts of the Coastal Plain.

For a synthesis of the sediments of the Gardiners and Taunton seas as well as of the shore features possibly belonging to the last-mentioned phase, I have drawn up a diagram (Fig. 32, p. 211), in which the said formations have been projected on a vertical plane, perpendicularly set against the isobases of uplift. The diagram shows how the Gardiners clay appears fairly near the present sea level and approximately at the same elevations, excepting the Indian Neck bed, whose surface is appreciably lower than that of the others. The possibility must in this instance be considered that the clay was here originally deposited more scantily than in the other localities presented in the diagram and that its surface parts have been eroded more than elsewhere.

The clay at Taunton exhibits even greater elevation differences, but a natural explanation is offered by the elevation differences of the bases of the clay. The elevation differences of the bases of the Gardiners clay, on the other hand, are slight. The greatest elevation of Taunton clay is met with in the Indian Hill section, where it is nearly 50 m above sea level, which simultaneously shows that the Taunton sea extended at least to this height. The position of the Taunton sea's shore line may be studied also by means of shore features, which I investigated in field research, supplementing the material so gathered with data from earlier published works. It should be mentioned at the start that the power of proof of my diagram is weakened by the fact that the assumed wave-leveled plains are situated on the diagram on the basis of elevations borrowed from a topographic map, and these do not quite precisely disclose the levels of the ancient water plane. The errors thus resulting cannot, however, prevent one from seeing whether the formations in question group themselves so in the diagram as to permit thereby drawing the shore levels through them.

I have plotted on the diagram the plateaus previously mentioned (p. 207-208) located in the environs of Mansfield, Great Blue Hill and Bridgewater; as well as the lower and upper plateaus of Manhasset in the western part of Long Island (FULLER 1914, p. 31), the elevation of the flattest proximal part of

the Mashpee plain (MATHER, GOLDTHWAIT, THIESMEYER 1942, p. 1154, Fig. 4) and the elevations of the North Truro, Wellfleet and Chatham plains (WOODWORTH and WIGGLESWORTH 1934, pp. 261—263). It is amazing how beautifully the said formations arrange themselves on the diagram into two distinct shore levels, which run parallel to each other with an elevation difference of 24 m. It appears certain that this result cannot be any coincidence and that the plateaus constitute in reality shore features leveled off by the Taunton sea. The tilting of the shore surfaces is slight, only 16 cm/km, which is in harmony with the fact that we are considering the periphery of a region which has undergone an uplift. Insofar as these shore levels continue to the northwest, the gradient likewise becomes larger. The clarification of this important question, which would at the same time give more accurate data about the position of the Cary interval ice margin, remains a task for future investigations.

I have termed these two shore levels belonging to the Taunton sea stage *Taunton I* and *II*₁ — this with the reservation that later research may conceivably prove that this stage includes other and perhaps even higher shore levels. From the standpoint of a shift of the shore, the parallel direction of the shore levels denotes either an even uplift without tilting in the isobase zone concerned or then an eustatic descent of the sea level with the expansion of the ice (Cary advance). The last-mentioned alternative would appear at this point in the investigation more reasonable. Reading studies on the glacial geology of southeastern New England, attention is drawn to the afore-mentioned plateaus, which are generally described as having been built up by glacio-fluvial, glacio-lacustrine or alluvial agencies. These descriptions are not always convincing, and FULLER (1914, p. 31) himself, for example, in dealing with the plateaus of Long Island, writes: »The character of its surface and especially of the slope between it and the higher plateau is somewhat suggestive of wave work.» The material of these shore plateaus is likely in many cases to be primarily e.g. glacial outwash sediment, the formations of which have been secondarily levelled off by the sea. Whatever the primary material and forms might have been, the action of the shore agencies of the Taunton sea in the area under consideration gives many of the structural and morphological features difficult to comprehend up to now a simple and correct interpretation. The shore level of the Taunton sea is also likely to extend to the northern part of the Coastal Plain, but I do not wish for the time being to make any correlations there, because very little is known as yet about the shift in the shore line in that area (FLINT 1940).

Wisconsin Sequence in Southeastern New England and Suggested Correlations

The main results of this study, including certain correlations, I have in conclusion presented in a table (Fig. 33, p. 216). This table is, of course, by no means final and its purpose is to present the main points of those results of mine that now appear conclusive in chronological order and to enable me to have them compared outside the area of my investigation.

The length of the time sectors in the table does not indicate the duration of the corresponding geological age but rather the thickness of the strata corresponding to the said time sectors of the La Misi6n swamp.

The development of the Wisconsin stage in southeastern New England were as follows in respect to the formations I have studied:

I. All the sequence of strata I have studied belong to the Wisconsin stage and within it are divided into two parts: a. Tazewell-Iowan complex, represented in the area of my investigation by the Ronkonkoma and Harbor Hill moraines, the Buzzards Bay, Sandwich and perhaps some other smaller moraines on Cape Cod. This sequence includes oscillations of the ice margin and a clear glacial marine facies, the *Gardiners interstadial phase*, which in the area investigated represents a shallow coastal sea and a cool coniferous climate. Prior to this the climate was glacial (Iowan substage), though in not one of the localities I studied did I meet with any unmistakable till in pre-Gardiners deposits. The gravel and sand (Jameco gravel, FULLER 1914) at the base of the Gardiners clay would seem to have been deposited above sea level and to constitute outwash sediment, which points to the proximity of the ice margin and a low sea level. Whether anywhere in the area under investigation there exists unmistakable till beneath this deposit remains for me an open question (compare FLINT 1935, p. 774).

On the basis of the research data so far available it is impossible to say into what position the ice margin retreated during the Gardiners interstadial interval. Long Island, the islands off New England and Cape Cod were in any event free of ice and the coast northward up to at least the Indian Hill area, possibly even farther. In the Boston area, however, according to the investigations of JUDSON (1949), only Taunton clay would appear to occur, with its base consisting of pre-Gardiners- and Gardiners-time till. The margin of the ice would accordingly have been situated during the Gardiners interstadial interval somewhere between Boston and Indian Hill. In the area of the Taunton river no Gardiners clay occur either and everything indicates that the Barrington area too was at this time covered with ice. It may be stated as a tentative conclusion that during the Gardiners

interstadial interval the ice margin in southeastern New England was situated in the vicinity of the present coast from Buzzards Bay to Plymouth. If this conception be correct, it would mean that the Buzzards Bay lobe has retreated less in this region than the Cape Cod lobe and the South Channel lobe, both of which withdrew wholly away from the Cape Cod district during the Gardiners stage, as the wide distribution of the Gardiners clay proves. At the present stage of research it is impossible to state for sure what was the cause of the shore line's moving inland at that time. It is easiest to comprehend this event as a eustatic rising of the sea level associated with the melting of the glacier ice.

II. The Gardiners interstadial was followed by a re-advance of the ice (Tazewell), whose margins I am unable to determine on the strength of the data available to me. Overlying the Gardiners clays are sand and gravel, which would appear, at least at first, to have been deposited under fluvial or glacio-fluvial conditions, when the surface of the Gardiners clay was simultaneously powerfully eroded. This signifies a displacement of the shore seaward, and thus an eustatic descent of the sea level brought on by growth of the ice. This latter conclusion is, of course, hypothetical, if logical. Regression was not very great, however, as the sections at Indian Hill demonstrate. I have not found till connected with this stage, and it is not easy to find either, since the tills of the Cape Cod district consist of sandy gravel deposits, the identification of which as till is a hard nut to crack. The advancing ice there transported earlier deposits of sand and gravel, resulting in the creation of this sandy gravel type of till. Inasmuch as the contemporaneous regression was slight, the said till was likely to be deposited at lower niveaus also below sea level, in shallow water, whereupon the sorted outward appearance of the material was enhanced.

This advance does not seem to have been of long duration. The climate soon improved, while the ice retreated and grew thinner. There followed a new transgression, which is best understood, like the foregoing, as eustatic, especially since the climate grew radically warmer during the time of this transgression. The climate appears to have been, on the evidence of the pollen flora, at least as favorable as, if not more favorable than that nowadays prevailing in the region. Outside the margin of the glacier ice, and apparently not very far outside, there prevailed at that time a southern deciduous climate. The glacier border would seem to have retreated very far inland, freeing the entire New England coast of ice. Inland up to now there have not been found marine clays of this phase on niveaus higher than 50 feet, on the average, and the ice margin was in the vicinity of the coast at least during the beginning

of the phase, as is proved by the sedimentation of varved clays. I have termed this phase the *Taunton interstadial* marine interval and it seems, to judge from shore features, to have extended north of Taunton at least as far as the Blue Hill Range.

As the Table (Fig. 33) shows, I have situated this interval in the framework of FLINT's classification between the Tazewell and the Cary, which in my opinion is fully in harmony with FLINT's tentative conception of the chronology of the Cary substage and the position of the ice margin during the time of the Cary maximum, excepting the Indian Hill area, where I can demonstrate the ice to have advanced across the said area during the time of this maximum and evidently from the direction of the sea (Cape Cod Bay lobe). The ice jut acted more powerfully at that time than the Buzzards Bay lobe, whose advance would appear to have halted in the vicinity of the Blue Hill Range, considering that atop the Taunton clays there are no signs of a glacial advance. During the time of the Cary maximum the sea level would have descended eustatically. After this the land has been uplifted and tilted and the shore consequently retreated below the present sea level. The subsequent *Mankato* advance of the ice no longer attained the area of south-eastern New England, but the climate, which had grown colder again already during the Cary substage, remains a cool coniferous climate up to the end of the late glacial stage. I shall deal with the geology of this and the post-glacial stage in a later publication.

III. I have correlated my afore-described results relating to the Wisconsin stage in New England as indicated in the table according to FLINT's (1953) latest conception of the evolution and chronology of the Wisconsin stage. This correlation shows that our conceptions of the development of the Wisconsin stage are mutually in harmony. An important reference bed in the correlation is the Gardiners clay, which on the strength of my investigations must be classified in the New England region not as interglacial but as interstadial. Quite as certain does it appear that the Taunton sea is also interstadial in New England, although farther away from the ice margin it has been climatically definitely interglacial. The deposits of the Taunton sea indicate a short age and the proximity of glacier ice, which is out of harmony with the interglacial concept. Weathering, moreover, has been exceedingly slight in all the strata sequences down to the sandy gravel bed underlying the Gardiners clay, which supports the view that the series as a whole belongs to the Wisconsin stage. With a working hypothesis in mind, it could of course be considered that the Taunton sea was of longer duration than the clay deposits studied to date would prove, inasmuch as the deposition

of the clays took place following the margin of the glacier and as, furthermore, they subsequently eroded away, at least in part.

It might also be imagined that the margin of the ice had retreated farther north than is now known, perhaps up to northern Canada, whereupon the chronologically unexplained Toronto formation, too, would belong to this stage and serve as a powerful interglacial argument. For the time being this remains mere speculation, however, and it can be rebutted, on the basis of our present knowledge, above all by the short space of time involved. FLINT (1953) has on substantial grounds estimated the age of the Cary at about 20,000 years. The interval of the Taunton sea and the regression following it came immediately before and thus fall into the late Wisconsin stage, which, so far as the data in our possession goes, included no interglacial phase. My research results lead to the inevitable conclusion that in southeastern New England there one knows no unmistakable interglacial formation but only deposits representing the Wisconsin substages, if the interglacial concept must imply that the climate in all of North America had been at least as temperate as it is in our day and the glaciers as scarce or scarcer than they are at present. The interglacial concept is confused to an extreme by the fact that when in low latitudes beyond the glacial areas reference is made to the interglacial phase, in glacial areas and high latitudes the same phase is likely to denote a short interstadial interval or even downright glacial conditions. The stratigraphy and chronology of the entire Pleistocene undoubtedly require revision; and, as radiocarbonic dating attains ever greater reliability and other methods are developed to correct the chronology of the ice age as a whole, so also will the division of the ice age and long distance correlations be carried out on quite a new basis. This would mean deliverance from the aspiration to work out a standardized application of the Alpine ice age chronology and stratigraphy in other glacier areas.

Signs of a new trend in glacial geology are already to be seen. Witness, for instance, FLINT's study (1935) entitled, »How Many Glacial Stages Are Recorded in New England?» In it he asserts: »If these criticisms are valid, at most only two glacial stages, instead of four, are represented in the Cape Cod Pleistocene column. Even the Gardiners clay, the most distinctive member of the sequence, on the showing of WOODWORTH and WIGGLESWORTH, is not certainly of interglacial character . . .».

Correlation to South America

In speaking of new research methods and the opportunities they might afford for the carrying out of long distance correlations on a more reliable

basis than hitherto, especial mention should be made of the many years' research work performed by V. AUER (1933, 1941, 1946, 1950 a and b, 1951, 1952, 1953) in Patagonia and Tierra del Fuego, in the light of which an extraordinarily convincing picture of the glacial and post-glacial development of the said areas is already obtainable. AUER has there applied on a very wide scale a method of peat geology to obtain a reliable chronology; and the local peat bogs, supplementing the microfossils, have provided him with a unique chronological setup in the form of layers of volcanic ashes spread over extensive areas and divided into certain synchronous groups. Their mutual age relationships have been determined by means of pollen chronology and their absolute age is being currently measured by C14 dating. One such determination has already been carried out and the rest are at present underway at Yale University. Of particular importance in AUER's material are those sequences of strata in which the aforementioned layers of ashes can be connected, together with pollen and C14 dating, to the movements of the ocean level during the late Pleistocene that, according to AUER, represent the real ascents and descents of the ocean level, since the earth's crust did not move at all, in his opinion, during the marine stages in question in the areas under consideration.

One such sequence of strata, which I have correlated in my table, has been bored out of the La Misión bog near the Rio Grande on the eastern coast of Terra del Fuego (AUER 1952—53—54). I have included this profile, as studied and dated by AUER, in my table, to determine whether in the curve drawn by AUER to show shore displacements there are to be seen the displacements I had noted in New England (Gardiners and Taunton sea). At the base of AUER's 10 m-deep bore profile there is till and on top of this a peat deposit grown above the sea level prevailing then, which is submerged beneath the transgression of the sea during the time of ash layer 0₁. There follows a new regression with its peat layer, after which the sea level again rises during the time of ash layer 0₂. A thick clay bed is deposited during this marine stage (the thickness of the deposit need not signify a greater length of time as compared to the preceding marine stage). According to diatom analyses, the sea has been deepest in those parts of the clay bed where the clay marking in the profile drawing is densest. These points are also shown by the peaks of AUER's shore displacements curve. At a depth of six meters there is again peat in the bog and fresh water ooze, indicating a descent of the sea level below this niveau. At the top of this stratum is ash layer I, of which a C14 dating has been made, to give as the age of the horizon in question about 7000 B.C. The ash layer is followed, as lower down in the profile, by a rise in

sea level, which evidently corresponds to the *Litorina* transgression and postglacial thermal maximum, shown in the diagram at a depth of 3—4 m as a radical disappearance of forests, especially rain forests, and as a phase marked by the domination of a dry, warm steppe element. The same kind of dry phase is to be observed below the 7000 B.C. horizon, and this is where ash layer O_4 falls. On good grounds AUER correlates it to the Alleröd, which in North America, again, connects on the basis of C14 dating with the Two Creeks interval (FLINT and DEEVEY 1951 and FLINT 1953). Since the advance of forests in Terra del Fuego signifies, according to AUER, an increase in humidity and an advance of glacier ice, the Cary substage would be placed in AUER's diagram in such a way as to correspond to the oldest maximum of the forest element at the point of the O_2 eruption. When the synchronal horizons thereby arrived at are coupled together, the result is the tentative correlation between North and South America shown in my table.

On the basis of the connection made in the foregoing the Gardiners and Taunton sea phases are to be situated at the lower end of AUER's shore displacements curve, where two rises of the sea level are actually evident, between them being a shallow regression. The older transgression is not visible in the bog which is younger than it is, but AUER has dated it on the basis of the glacio-fluvial delta deposited in the sea near the bog where the said marine phase is represented by a double shore 18—23 m above sea level. After this the La Misión basin is left dry on account of a regression: the lowermost peat and the discharge layer O_1 overlying it, which is followed by a new rise in the sea level corresponding to the Taunton sea phase in New England. The altitude of this sea could not be accurately measured by AUER, but in his view it represents a smaller transgression than the older one, i.e. the same relationship as in New England. The connection drawn appears natural, and if therefore these two rises in the sea level are, as AUER conceives, eustatic, they must be evident in different parts of the oceanic sphere. It is not, of course, possible to decide whether the fluctuations in the level of the ocean have resulted exclusively from the melting and growth of the ice sheet (glacial control theory) or whether other agencies, indicated by AUER (1954), among others, are also involved, such as, for instance, ocean basins tectonic factors. Further in harmony with the connection drawn in the foregoing is the composition of the forests of Tierra del Fuego during the Taunton interstadial phase. According to AUER's pollen diagram, during this phase a very dry and warm climate obtained on the eastern coast of Tierra del Fuego, with the rain forest element totally gone and the area transformed to steppe and the ice masses shrunk to approximately their present size. This he judges

from the fact that the O-eruptions of North Patagonia are near the present glaciers. The pollen statistics I have made of the Taunton sea clays likewise evidence a warm climate (southern deciduous climate), which must be considered dry rather than humid.

This tentative connection with South America will be given a substantially surer basis when the C14 datings being made at Yale of the peat layers at the bottom of the La Misión bog are completed.

Since the interstadial times of the Gardiners and Taunton seas encompassed in the Wisconsin age have been connected on substantial grounds as far as South America, the question arises of a connection also with the glaciated region of Europe. Although the literature dealing with the European Pleistocene is both extensive and rich in detail, there prevails considerable confusion and uncertainty in regard to the Pleistocene stratigraphy. I do not know of a single sure reference bed, for example, in the entire glacial region of Fenno-Scandia. The connection with Europe is at present lacking a basis; but C14 dating will possibly, and in the not too distant future, provide such a basis. The same may be said about corresponding formations in North America. If I were to search in Europe for an equivalent of the Gardiners and Taunton formation, I should single out, in the sense of a working hypothesis, the marine clays of Archangel, Petroskoi and the Mga river in northern Russia, which Russian geologists regard as interstadial; as well as the Portlandia sea deposits in central Europe and the Yoldia clay of Elbing, the position of which as representing the last interglacial substage does not strike me as altogether convincing, for at least some of the deposits probably are interstadial within the Wisconsin (Würm, Weichsel) stage.

In the correlation of the Ice Age formations, correct dating is an essential condition, and this calls for a maximum number of time pegs representing absolute age in addition to relative chronology. Only after this has been achieved will it be possible to interpret, for example, the climatic significance of different facies both locally and regionally and to arrive at reliable long distance connections.

References

- ANTEVS, E. The Last Glaciation. Am. Geog. Soc., Res. ser. No. 17. 1928.
 AUER, V. Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in post-glazialer Zeit. Acta Geogr. 5. Helsinki. 1933.
 ——— Der Torf und die Torfschichten als historische Urkunde Feuerlands und Patagoniens. Geol. Rundschau. Bd. XXXII. H. 4—5. Bonn. 1941.
 ——— The Pleistocene and Post-Glacial Period in Fuegopatagonia. »Sitzungsberichte». Acad. Sci. Fenn. Helsinki. 1946.

- AUER, V. Las capas volcánicas como nuevo método de cronología Postglacial en Fuegopatagonia. *Gaea*. T. VII. Buenos Aires. 1950a.
- »— Las capas volcánicas como base de la cronología Postglacial de Fuego-patagonia. *Rev. de Inv. Agr. T. III*, No. 2. Buenos Aires. 1950b.
- »— Preliminary Results of Studies on the Quaternary Geology of Argentina. *Ann. Acad. Sci. Fenn. A*. 25. Helsinki. 1951.
- »— Evolucion Postglacial del valle inferior del rio Negro y variaciones cuaternarias de la línea costanera. *Rev. de In. Agr. T. V*, No. 4. Buenos Aires. 1952.
- »— Nuevos aspectos de la sequía en la Patagonia. *Rev. Idia* No. 61. Buenos Aires. 1953.
- »— Suomalainen tutkimus Tulimaassa ja Patagoniassa. *Terra* 1954.
- BOYER, C. S. A Diatomaceous Deposit from an Artesian Well at Wildwood, New Jersey. *Torrey Bot. Club. Bull.* 22, pp. 260—266. 1895.
- »— New and Rare Species of Diatomaceae. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia. Biol. and Microsc. Sect.* No. 1. 1922.
- BRADLEY, W. H. and others. Geology and Biology of North Atlantic Deep-Sea Cores between Newfoundland and Ireland. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 196. 1942.
- CHAMBERLIN, T. C. Preliminary Paper on the Terminal Moraine of the Second Glacial Epoch. *U. S. Geol. Survey*, 3d Ann. Rept., pp. 291—402. 1883.
- »— The Rock-Scorings of the Great Ice Invasions. *U. S. Geol. Survey* 7th Ann. Rept. pp. 147—248. 1886.
- CLAPP, F. G. Complexity of the Glacial Period in Northeastern New England. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 18, pp. 505—556. 1908.
- CLEVE, P. T. Synopsis of the Naviculoid Diatoms. *K. Sv. Vet. Ak. Handl. Bd.* 26. N:o 2, 27, N:o 3. 1894—95.
- CLEVE-EULER, A. *Coscinodisci et Thalassiosirae Fennosueciae*. *Botaniska Notiser*, Lund 1942.
- »— Die Diatomeen von Schweden und Finnland. *K. Sv. Vet. Ak. Handl. Bd.* 2. N:o 1. 1951.
- CROSBY, I. B. and LOUGEE, R. Glacial Marginal Shores and the Marine Limit in Massachusetts. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 45. 1934.
- DALY, R. A. *The Changing World of the Ice Age*. Yale Univ. Press. 1934.
- DEEVEY, JR., E. S. Pleistocene Research, a Review by the Members of the Committee on Interrelations of Pleistocene Research. *Nat. Research Council*; 3. Biography of the Pleistocene, Part 1, Europe and North America. *Geol. Soc. America Bull.* vol. 60, No. 9, pp. 1315—1416. 1949.
- FAIRCHILD, H. L. Post-Glacial Uplift of Northeastern America. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 29, pp. 187—238. 1918.
- »— Post-Glacial Uplift of Southern New England. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 30, pp. 597—636. 1919.
- FLINT, R. F. How Many Glacial Stages Are Recorded in New England? *Jour. Geol.* vol. XLIII, No. 7. 1935.
- »— Pleistocene Features of the Atlantic Coastal Plain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 238, pp. 757—787. 1940.

- FLINT, R. F. *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch*. John Wiley & Sons, New York. 1947.
- »— Probable Wisconsin Substages and Late-Wisconsin Events in North-eastern United States and Southeastern Canada. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 64, pp. 897—920. 1953.
- »— and DEEVEY, JR. E. S. Radiocarbon Dating of Late-Pleistocene Events. *Am. Jour. Sci.*, vol. 249, pp. 257—300. 1951.
- FULLER, M. L. *Clays of Cape Cod, Massachusetts*. U. S. Geol. Survey, Bull. 285, pp. 432—441. 1906a.
- »— The Geology of Long Island. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 82, pp. 219—222, table, p. 220. 1914.
- HARLOW, W. M. and HARRAR, E. S. *Textbook of Dendrology. Covering the Important Forest Trees of the United States and Canada*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, Toronto, London. 1950.
- HITCHCOCK, E. Report on the Geology of Massachusetts. *Am. Jour. Sci.*, 22, pp. 1—70. 1833.
- HOUGH, R. B. *Handbook of the Trees of the Northern States and Canada*. Lowville, N. Y. 1907.
- HUSTEDT, FR. *Die süßwasser-Flora Mitteleuropas*. Herausgegeben von A. PASCHER. Bacillariophyta (Diatomeae). H. 10. Verl. G. Fischer, Jena. 1930.
- »— Dr. L. RABENHORST's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. Die Kieselalgen. Bd. VII Teil 1 und Teil 2. Lief. 1—5. Acad. Verlagsgesellschaft m. b. H. Leipzig. 1930—37.
- HYYPÄ, E. Glacial Marine Waters in South Massachusetts. (Abstract) *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 50, No. 12, pt. 2, p. 1913. 1939.
- HÖRNER, N. G. Late Glacial Marine Limit in Massachusetts. *Am. Jour. Sci.*, vol. XVII. 1929.
- JUDSON, S. The Pleistocene Stratigraphy of Boston, Massachusetts, and Its Relation to the Boylston Street Fishweir. In »The Boylston Street Fishweir» by Frederick Johnson, et al. Papers of the Peabody Foundation for Archaeology, vol. 4, No. 1, pp. 7—48. 1949.
- KUENEN, H. *Marine Geology*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 1950.
- LEAVITT, H. W. and PERKINS, E. H. Glacial Geology of Maine. *Maine Technol. Exp. Station, Univ. Maine, Orono, Bull. No. 30*, vol. 2, p. 230. 1935.
- LOHMANN, K. E. Diatoms from Quaternary Lake Beds Near Clovis, New Mexico. *Jour. of Paleont.*, vol. 9, No. 5, pp. 455—459. 1935.
- »— Pliocene Diatoms from the Kettleman Hills, California. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 189-C. 1938.
- »— Pleistocene Diatoms from Long Island. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 189-H, pp. 229—237. 1939.
- LOUGEE, R. J. Early Marine Stage of the Last Glaciation in Southern New England (Abstract). *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 50, p. 1919. 1939.
- »— A Chronology of Postglacial Time in Eastern North America. *Sci. Monthly*, vol. LXXVI, No. 5. 1953.

- MACCLINTOCK, P. and RICHARDS, H. G. Correlations of Late Pleistocene Marine and Glacial Deposits of New Jersey and New York. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 47, pp. 1982—1994. 1937.
- MATHER, K. F., GOLDTHWAIT, R. P. and THIESMEYER, L. R. Pleistocene Geology of Western Cape Cod, Massachusetts. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 53, pp. 1127—1174. 1942.
- PATRICK, RUTH. Some Diatoms of Great Salt Lake. *Torrey Bot. Club Bull.* 63, pp. 157—166. 1936.
- »— The Diatoms of Linsley Pond, Connecticut. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia Proc.*, vol. XCV, pp. 53—110. 1943.
- PENCK, A. Die Geschiebeformation Norddeutschlands. *Z. deutsch.* 31. 1879.
- »— Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig. 1882.
- »— and BRÜCKNER, E. Die Alpen im Eiszeitalter. Vols. 1—3, Leipzig. (Appeared in 11 installments during the years 1901—1909).
- PERAGALLO, H. et M. Diatomées marines de France. Paris 1897—1908.
- RICHTER, K. Die Eiszeit in Norddeutschland. *Deutscher Boden.* Band. IV. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin. 1937.
- SAYLES, R. W. and KNOX, A. S. Fossiliferous Till and Intertill Beds of Cape Cod, Mass.: *Geol. Soc. America Bull.* vol. 54, No. 10, pp. 1569—1612. 1943.
- »— and MATHER, K. F. Multiple Pleistocene Stages in Southern Maine (Abstract). *Geol. Soc. America*, pp. 109—110. 1937.
- SHALER, N. S. Fossil under Till. *Boston Soc. Nat. History Proc.*, vol. 11, pp. 27—30. 1866.
- »— Report on the Geology of Martha's Vineyard. *U. S. Geol. Survey 7th Ann. Rept.*, pp. 303—363. 1886.
- »— Geology of Nantucket. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 53, p. 55. 1889.
- »— Geology of the Cape Cod district. *U. S. Geol. Survey* 1896—97, 18th *Ann. Rept.*, pt. 2, pp. 497—593. 1898.
- »— , WOODWORTH, J. B. and MARBUT, C. F. Glacial Brick Clays of Rhode Island and Southeastern Massachusetts *U. S. Geol. Survey 7th Ann. Rept.*, pp. 957—988. 1896.
- THWAITES, F. T. The Development of the Theory of Multiple Glaciation in North America. *Wisconsin Acad. Sci., Trans., Arts, and Letters*, vol. XXIII, pp. 42—163. 1928.
- VEATCH, A. C. Notes on the Geology of Long Island. *Science*, new ser. 18. pp. 213—214. 1903.
- WOLDSTEDT, P. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. *Verl. K. F. Koehler, Stuttgart.* 1950.
- WOODWORTH, J. B. The Retreat of the Ice-Sheet in the Narragansett Bay Region. *Am. Geol.*, vol. 18, pp. 150—168, 391—392, map. 1896.
- »— Unconformities of Martha's Vineyard and Block Island. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 8, pp. 197—212, map; (Abstract). *Jour. Geology*, vol. 5, pp. 96—97, *Science*, n.ser., vol. 5, pp. 86—87. 1897.
- »— Glacial Origin of Older Pleistocene in Gay Head Cliffs, with Note on Fossil Horse of That Section. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 11, pp. 455—460, (Abstract), *Science*, n. ser., vol. 11, p. 102. 1900.

WOODWORTH, J. B. and WIGGLESWORTH, E. Geography and Geology of the Region including Cape Cod, the Elizabeth Islands, Nantucket, Martha's Vineyard, No Man's Land and Block Island. Harvard Coll. Mus. Comp. Zoology, vol. 52. pp. 1—322. 1934.

ZEUNER, FR. Dating the Past. An Introduction to Geochronology. Methuen & Co, Ltd. London 1952.

The bedrock geology of Clyde area in northeastern Baffin Island

Prof. Dr. E. H. KRANCK

Montreal

Introduction

The Clyde area on the northeast coast of Baffin Island was in the summer 1950 studied by PAT BAIRD's expedition sponsored by the Arctic Institute of North America. The Pleistocene geology of the area was studied by DICK GOLDTHWAIT, the bedrock geology by GEORGE RILEY, KEN EADE and the writer. RILEY and EADE worked for the Geological Survey of Canada. The writer wishes to express his thanks to Colonel BAIRD for the opportunity offered to take part in the expedition and to his colleagues and all members of the expedition for help and splendid comradeship during the journey.

The work was of reconnaissance type and consisted mainly of coastal surveying with canoe and more detailed studies only in certain areas around the heads of the big fiords and a few localities in the interior. Numerous flights over the area gave the writer an opportunity to obtain a fairly good general picture of the bedrock. The observations however, are still too incomplete to permit the drawing of an accurate map of the area.

Previous information from the Clyde area is very scarce. BAIRD visited the area in 1934 and discovered the Barnes icecap, but had no opportunity to carry out geological work. In the summer of 1910 J. J. McMILLAN visited Clyde settlement and collected some rock samples from Black Bluffs at the mouth of Clyde Inlet. The last-mentioned report is the only information about the bedrock before the work carried out by the Baird expedition in 1950.

Physiography

The interior part of Baffin Island north of Cumberland Sound is a rolling upland gradually descending westwards towards the low coast of Foxe Basin;

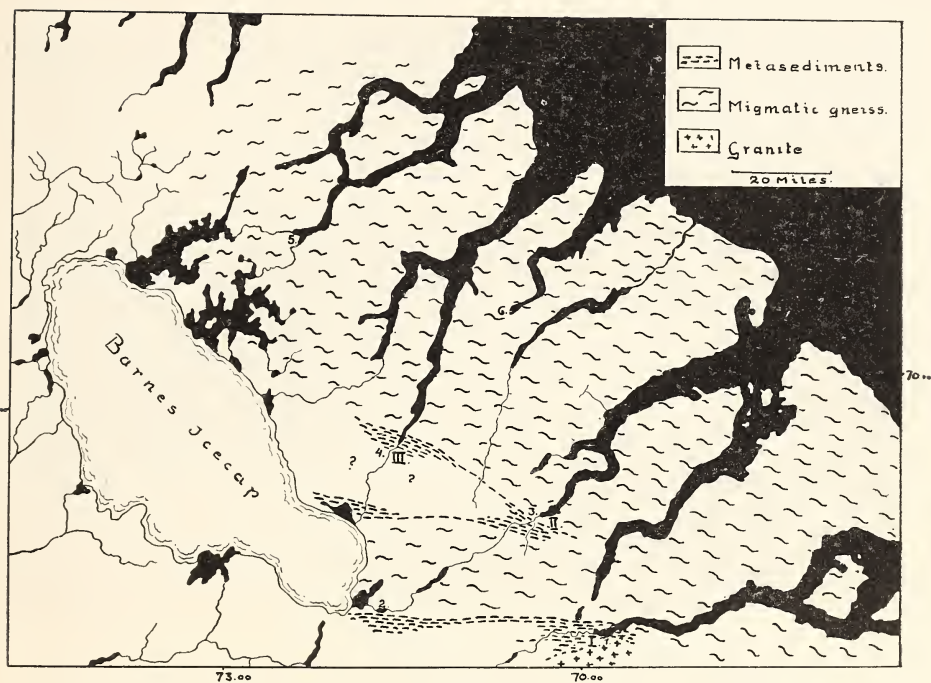


Fig. 1.

the eastern part — or more correctly the eastern edge of the upland — is a mountain range with rugged topography, which follows the east coast of the island. The average altitude of the upland in the central parts of the island is about 2000 feet above sea level. The central part of the coast range is in general between 3000 and 4000 feet with summits over 5000. In its highest part north of Cumberland Sound they reach over 7000 feet.

The west side of the mountain range gradually passes over into the upland, but the relatively steep gradient of the transitional zone points to the possibility of faults or flexures. In the coast range the old tilted edge of the peneplanized Precambrian basement has been broken up into several blocs, which still show remnants of the old peneplane surface. It has been strongly dissected by erosion and is cut by deep valleys, of which the most important form the fiords of the east coast of the island.

The Clyde area, between Gibbs Fiord in the north and McBeth Fiord to the south, comprises parts of both the interior upland and the coastal range. In the northern parts of the area the high mountains reach to the open sea. In the southern parts, there is a coastal alluvial plain east of the range.



Fig. 2. The head of Gibbs Fiord. Lowangel foliation in the gneiss. Mature upland topography. Photo E.H.K. July 10th., 1950.

Six big fiords cut through the central part of the range. They are, from north to south, Gibbs Fiord, Sam Ford Fiord, Eglinton Fiord, Clyde Fiord, Inugsuin Fiord and McBeth Fiord (Fig. 1). Of them only Eglinton Fiord does not traverse the whole mountain range. One more valley south of Eglinton Fiord containing Ayr Lake belongs to the same system of major valleys, but it is separated from the sea by a part of the alluvial-covered coastal plains. All the valleys are true fiord valleys with thresholds at the inlet. The slopes are often extremely steep.

The Mountain topography is alpine in the central parts of the range, but inland it has the character of a high plateau of the same type as the «Vidda» of the Scandinavian Mountain chain (Fig. 2).

The upland west of the heads of the big fiords is hilly and rich in small depressions filled with lakes. It is traversed by river valleys which near the head of the fiords are canyon-like. On the upland the valleys are open and the topography in general mature. Drift covers the greater part of the bedrock.

The glaciation of the region within the coastal chain is of alpine type. Valley glaciers descend to the seashore from the great «firm»-fields which cover the greater part of the high mountains. The most interesting type of glaciation

of the region is the Barnes Icecap, a miniature »Inland-ice» situated on the upland about 40—60 miles from the heads of the fiords and on the west side of the height of land. It is about 80 miles long and 30 miles wide. It appears to represent a remnant of a glaciation which covered the whole island, and can be compared with the inland-ice in Scandinavia during the Finiglacial period when the icecap was situated in northern Sweden, on the upland between the Scandinavian Mountains and the Gulf of Bothnia. In the same way as in the last named area, the ice on Baffin Island has dammed a number of great lakes between the height of land and the ice edge. These lakes drain eastward in opposite directions to the natural slope of the landscape.

For further particulars concerning the glacial geology, the reader is referred to recent papers by R. P. GOLDTHWAIT and W. H. WARD.

Main features of the bedrock geology

The observations from the Clyde area are still too scattered to permit the drawing of a definite bedrock map. The main features are shown by the sketch map, Figure 1, based on ground survey and observations from the air.

The main part of the area consists of gneiss. Metasediments are found only in its southwestern and southern parts. They consist of quartzite, mica-schist, phyllite, crystalline limestone and banded iron formation. No volcanic rocks have been found. Highly metamorphosed basic sills are common in the gneisses but only a few basic intrusive bodies occur within the zone of metasediments. An interesting feature is the absence of pure granite, although the gneisses are highly injected by granitic material. Homogeneous granite only occurs in the southernmost part of the area around McBeth Fiord and at the south end of Barnes Icecap.

All these rocks appear to be of Precambrian Age. They are cut by numerous dykes of diabasic composition which may have any age from Late Precambrian to Tertiary. The presence of Tertiary basaltic lavas at Padloping south of the area makes the last-mentioned age most probable. Postcambrian sediments have not been found and the Tertiary beds marked on older maps at McBeth Fiord are definitely non-existent. The fairly large deposits of alluvial material at the head of the Fiord may have been mistaken for Tertiary sediments. Along the ocean shore at the mouth of Clyde Fiord there are plenty of red sandstone boulders, deriving from the northern parts of the island or from Greenland.

The structure of the area so far as is known today, is characterized by an easterly to southeasterly main trend of the schists. An interesting feature

is a low-angle schistosity over wide regions within the gneiss area. The structure, however, is very complicated in detail and the rocks are highly folded and tectonized.

The metasediments seem to form at least two different bands, of which the northerly extends northwest and westwards from the head of Clyde Fiord and disappears under the icecap. This band is particularly rich in marble. A southerly zone extends from the head of McBeth Fiord to the south end of Barnes Icecap. The sediments here have a more argillaceous and quartzitic composition. Thrustfolding and thrust-structures are dominant in the northern band, steep isoclinal folding partly combined with thrustfolding in the southern.

TABLE OF FORMATIONS

Pleistocene'	Alluvial gravel	
	Marine clay	
	Moraine	
Tertiary	Basaltic and gabbroic dykes	
	Granitic intrusion	
	Regional metamorphism and granitization	
	Strong recumbent folding	
Archean	Intrusion of basic sills	Clyde Series
	Quartzite	
	Argillite schists and iron formation	
	Marble and carbonate schists	

Description of localities studied

a. McBeth Fiord.

The head of the fiord was studied by the writer, the shore geology of its eastern parts by GEORGE RILEY and KEN EADE. A flight along the fiord gave the writer an opportunity to study the main structure of the bedrock.

McBeth cuts the coastal range at an oblique angle to the general trend of the folding axes. Certain parts are almost parallel with the axes. The topography is rugged with steep mountain slopes rising directly from the shore to about 2—3000 feet. The mountains are slightly lower than around the

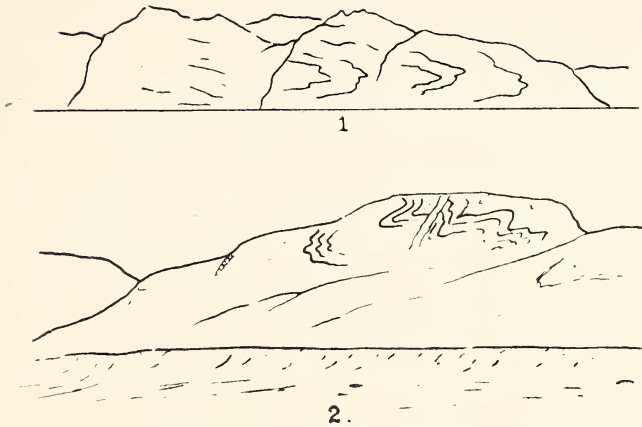


Fig. 3. 1. Recumbent folding in gneiss. North shore of McBeth Fiord. Height of the mountains is about 2500 feet. 2. Folding in biotite gneiss. Cliff facing east. Head of McBeth Fiord. Height of cliff, about 300 feet.

more northerly fiords. Around the eastern end the mountains are less than 2000 feet. The head valley, forming the continuation of the fiord valley, is very broad and offers a convenient route from the shore to the inland plateau. The great number of eskimo campsites at the head of the fiord shows that it is frequently visited by them, although no permanent settlement exists. McBeth Fiord is the only one of the big fiords in the area which has a valley stretching without interruption far inland.

The lower part of the valley is covered by delta deposits forming an almost horizontal desert-like plain. At the shore alluvial gravel is deposited on top of varved clay. The delta deposits seem to have been formed by a very strong and sudden erosion, probably connected with emptying of ice-dammed lakes in the interior. There are practically no high level gravel terraces of the type found in the other head valleys of the region (GOLDTHWAIT 1952). The present river-bed is at the same level as the alluvial plain.

The bedrock around the eastern parts of the fiord has been described by KEN EADE (1953, unpublished). The dominating rock is a gray or light pinkish granite gneiss with more or less well developed parallel texture and foliation. Dark inclusions of schistose material and fragments of basic sills occur abundantly and give the bedrock a very unhomogeneous aspect. Generally the rock can be characterized as a typical migmatic gneiss. Small remnants of limestone were found by RILEY and EADE near the west end.

Big recumbent folds were observed by the writer in the north wall of the fiord about 30 miles from the entrance (Fig. 3).

Around the head of the fiord the bedrock consists of metasediments and gneiss. The metasediments outcrop on both sides of the fiord, as far as about 10 miles east of its head. They can be followed inland at least for 30—40 miles, striking in a westerly direction towards the south end of Barnes Icecap.

At the head of the fiord the formation consists of the following horizons: From north to south, 1. Metamorphic limestone and skarn, 2. Phyllite, 3. Mica schists and mica gneiss, and 4. Quartzite. The limestone horizon, which is comparatively thin, outcrops on a small headland on the north shore of the innermost part of the fiord. It consists of layers of impure marble, from a few feet to more than 20 feet thick, interbedded with skarn and quartz. The limesilicates of the skarn are diopside, tremolite, scapolite, wollastonite, chondrodite and secondary epidote, clinozoisite and muscovite. Sillimannite occurs in round concretions about one inch in diameter in quartzitic schist. The total thickness of the formation is only about 600 feet.

South of the limestone-horizon there is a horizon of black, very sulphide-rich phyllitic schist penetrated by quartz veins. It is covered with strong iron gossan caused by the sulphide, partly pyrrhotite, partly pyrite. The schist is rich in graphite. Several inch-thick lenses of pure flaky graphite were found by the writer. The formation is cut by a fault striking parallel with the south shore of the fiord. Along the fault the schist is brecciated and cemented with pyrrhotite and the quartzitic layers have been altered into highly sheared sillimannite schist.

Southward the phyllitic schists grade into more coarse-grained dark gray micaschist and micagneiss rich in pegmatite dykes and quartz veins. The formation has a thickness of several thousand feet.

The gneiss-schist formation is overlain by thick beds of light gray quartzite, forming the highest mountains south of the head of the fiord.

Broken and boudinage-structured pegmatites show that a strong tectonic deformation has affected the rock also, during and after the emplacement of the pegmatitic material.

On the south shore of the head of Gibbs Fiord the metasediments and schists are invaded by a light pink homogeneous granite forming a large intrusive body from which apophysic dykes are branching in the older rocks. This granite is of great interest as the only definitely intrusive rock of this type in the area. The numerous white-coloured pegmatite dykes found around the end of McBeth Fiord probably derive from the same granite. They are characterized by a conspicuously high amount of black tourmaline.

The sketch map, Figure 4, gives a picture of our present knowledge of the bedrock around the head of McBeth Fiord.

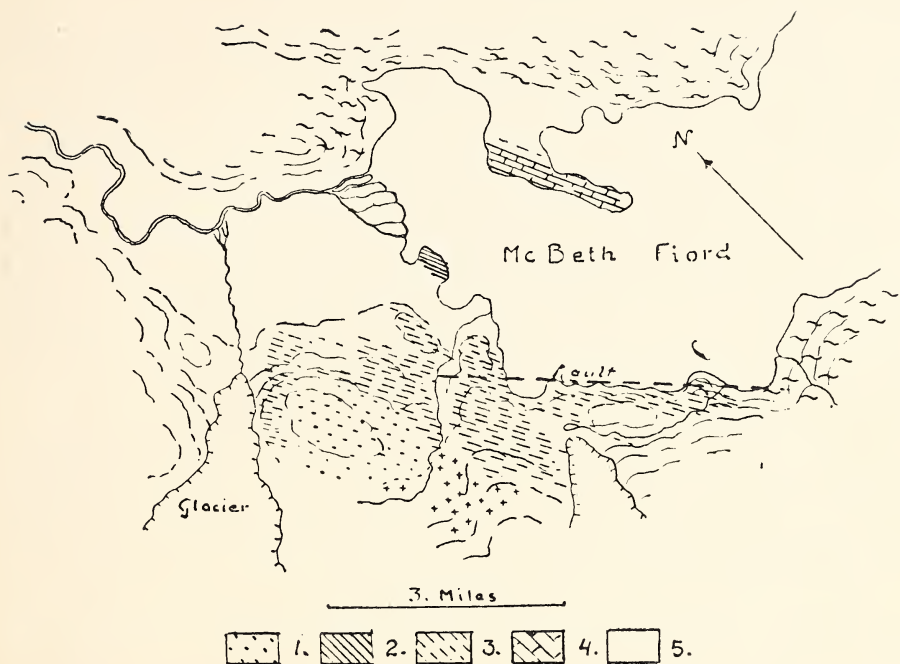


Fig. 4. Geological sketch map of the head of McBeth Fiord. 1. Quartzite, 2. Phyllite, 3. Biotite gneiss etc., 4. Marble, Skarn, 5. Migmatic gneiss. (I, Fig. 1)

The general structure of the area is characterized by strong folding of the gneisses and metasediments. Within the migmatite-gneisses on the north shore, so-called wildfolding is the typical detail-structure. In the metasediments and mica-gneisses around the head of the fiord the style of folding and the frequent flat position of the foliation strongly points to a large-scale thrust-folding with movement from north-northeast (Fig. 3). The style in medium-scale is shown by the sketch Figure 3—2.

b. The inland plateau.

In the interior parts of the Clyde area geological work has been carried out only at the southern end of the Barnes Icecap, particularly around Camp A2 (See map, Figure 1), where investigations were carried out by GOLDTHWAIT, and the writer made some reconnaissance surveys (GOLDTHWAIT 1954). BAIRD and ROTHLSBERGER made a foot-traverse from Camp A2 to Clyde Fiord and reported gneissic rocks all through that area. This means that the metasediments of McBeth Fiord do not connect directly with the metasedimentary formation of Clyde.

The bedrock at Camp A2 at the shore of Generator Lake consists of granitic gneiss. South of the camp the following metasediments are found: 1. Black phyllite rich in graphite and pyrite, 2. Quartzitic schist, 3. Strongly sheared metagabbro (gabbro-diorite), 4. Quartzite schist and garnetiferous micaschist, 5. Gabbro cut by a great pegmatite dyke (Eskimo Hill), 6. Quartzite-diorite and sericite schist, 7. Banded iron formation, 8. Quartzitic schists with cummingtonite, antophyllite; garnet kyanite and sericite. The thickness of the formation is about 3 miles. The metasediments strike in a westerly direction, the dip is steep or vertical with the exception of the northernmost edge of the formation. All the rocks are highly deformed and particularly in the iron formation, strong differential folding is visible.

The contact between the gneiss and the overlying phyllite is sharp, but aplitic veins from the gneiss granite are cutting the phyllite. The age relationship is thus not definite. The original sequence of the sediment probably was, from north to south: argillites, argillaceous sandstone, (gray wacke) iron-formation and lime-rich sandstone on top.

The iron formation forms about a one-mile long ridge rising a couple of hundred feet above the surroundings. It consists of 1— $\frac{1}{2}$ inch thick bands of magnetite and white quartz. The iron content is about 27 per cent. Although without economic importance, this formation is of considerable interest as a type horizon which can be traced also in highly gneissified sediments (KRANCK 1951).

The great pegmatite dyke of Eskimo Hill is exposed on the north slope for a distance of 600 feet. The width of the dyke is about 150—200 feet. Boulders in the drift indicate that it continues westward to the edge of the icecap (about one mile). The dyke consists mainly of gray microcline-perthite and quartz. The feldspar occurs mostly in large size crystals of good technical quality, in lesser amount with graphic texture; the quartz is also mostly very pure, white or rose-coloured. The mica of the pegmatite is mainly muscovite forming agglomerations of small round-facial vermiculite-like flakes. Large crystals are less common. The most conspicuous feature of the dyke is an abundance of tourmaline crystals of giant size, some of which reach a size of 3 feet in length and half a foot in width. They compose approximately 2—3 per cent of the rock. Columbite is another common mineral in the dyke, forming euhedral crystals about one inch in diameter. It occurs usually in the muscovite agglomerations mentioned above. Other minerals occurring in smaller quantities are magnetite, sphene, apatite and allanite.

The coarse pegmatite grades into aplite partly rich in red garnet.

This dyke seems to belong to the same system as the pegmatite dykes around the head of McBeth Fiord and consequently there are possib-

ilities of finding more in the region, which is fairly well driftcovered.

The sedimentary schists probably can be correlated with the McBeth Fiord metasediments.

Of a different type are the metasediments around a more northerly lake studied by GOLDTHWAIT and MULLEN. They report thick beds of marble, evidently of the same type as the metasediments at the head of Clyde Fiord (Marble Canyon) and Sam Ford. Probably these sediments represent the western continuation of the metasediments at the head of the last-named fiord.

c. Clyde Fiord.

Clyde Fiord and its head-valley are comparatively well known, due to the fact that a permanent base camp was established near its western end for more than three months. The writer spent the first weeks of the summer in this part of the area. The north shore of the fiord was studied by RILEY and EADE. Several flights along the fiord offered opportunities to obtain a general picture of the structure of the bedrock.

Clyde Fiord cuts one of the highest parts of the coastal range. The strongly glaciated mountains around its western half reach heights of more than 5000 feet above the sea level. Around the head valley the altitudes are around 2000 to 2500 feet. The wide valley, on account of its comparatively sheltered aspect, has an unusually rich vegetation. Access to the interior upland is quite easy along Clyde River.

Alluvial deposits forming several systems of excellently preserved terraces cover the valley floor. (Compare GOLDTHWAIT 1954).

The bedrock along the fiord consists everywhere of gneissic rocks of the same type as along McBeth Fiord. Similar rocks also compose the steep cliffs on both sides of the head valley until about 7 miles from the seashore. A gray, mostly banded lenticular gneiss usually composes the bulk of the bedrock. Dark amphibolitic inclusions, often forming agmatic breccias, are abundant. They seem to represent remnants of basic sills, which have been broken into fragments. Microcline-rich pinkish granite gneiss occasionally alternates with the gray gneiss forming lit-pa-lit banding. Crosscutting pegmatite and aplite dykes are also common. The general aspect from a structural point of view is a comparatively low-angle foliation locally strongly disturbed by folding. The structure and petrography of the gneiss formation will be discussed later (p. 244).

Metasediments are found in the south end of the head valley where Clyde River cuts a small canyon through horizons of marble interbedded with

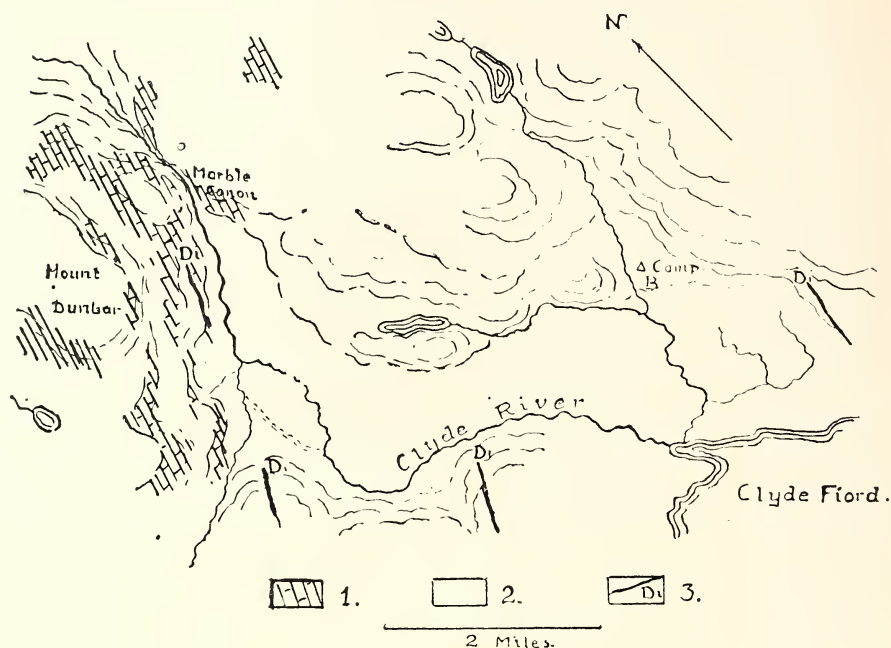


Fig. 5. Geological sketch map of the Clyde River valley. 1. Marble, Skarn, 2. Migmatic gneiss, 3. Diabase. (II, Fig. 1)

skarn, schist and gneiss layers. The approximate distribution of the meta-sediments is shown on the sketch map, Figure 5.

The sequence of the formation, which henceforth will be referred to as the *Clyde series*, is as follows, listed from the top to the bottom:

1. White dolomitic marble,
2. Micaceous schist,
3. Impure marble of orange red colour with abundant silicates.
4. Carbonate-rich schist and skarn,
5. Pure, coarse-grained marble. The lowermost horizon is light pinkish violet, depending on a slight content of manganese. This horizon is 90—100 feet thick,
6. Rusty mica schist rich in pyrite (30 feet only),
7. White, glassy, quartzite.

The thickness of the whole series is about 800 feet. The sequence given is tentative because of the very strong folding of the series, and all members are not present in every section.

The schistose layers grade into gneiss. They are always rich in ptygmatically folded pegmatite veins.

The lime-rich varieties contain beside calcite and dolomite, diopside, hornblende, chondrodite and other lime-silicates. Brown mica (phlogopite) is abundant in certain layers.

The white marble horizon is a very conspicuous formation on account of its pureness and coarse grain, with a grain-size often more than 2 inches in diameter. The big crystals of dolomite and calcite give the rock surface a sparkling lustre, and the marble probably would make a beautiful ornamental stone. The tonnage is very great.

Another conspicuous horizon is the quartzite, forming the lowest horizon of the series. The rock consists of white glassy quartz and has almost the aspect of vein quartz. No trace of bedding is visible. The thickness of the formation varies from a few feet to about 30 feet.

The contact between the marble-schist formation and the surrounding gneisses is partly sharp and partly gradational. In the lower south slope of the Clyde Valley layers of limestone are interbedded with gray granite gneiss, clearly proving the sedimentary origin of the last-named rock. Northwest of Marble Canyon fragments of crystalline limestone, about 100 feet in diameter, are found as inclusions in the gneiss. They are rich in lime-silicates and strongly re-crystallized, obviously in connection with the migmatitization of the bedrock. These facts show that the metasediments cannot be regarded as deposited on top of the gneiss-formation, but represent a less metamorphosed part of it.

The structure of the metasediments in the Clyde Valley is characterized by the comparatively low-angle position of the marble horizons with dips between zero and 45° . The dip is mostly north. The large-scale structure visible on the south wall of Dunbar Mountain (see Figure 6) appears to be a recumbent folding with main direction of movement from north to south. The fronts of the folds have been overturned. The observations at hand are, however, too incomplete to permit definite conclusions about the tectonic

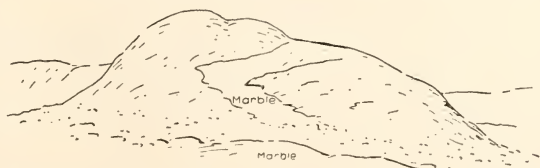


Fig. 6. Recumbent fold in gneiss and interbedded marble. South slope of Mount Dunbar. Clyde River Valley.

style. The differential folding and deformation is very strong but the last re-crystallization in connection with the migmatitization is mainly post-kinematic.

Traces of *later fault movements* are common in the Clyde Valley. The head valley is (at least on the west side) controlled by a faultline which strikes about eastwest and cuts the south slope of the valley at a small canyon cut through the metasediments of the Clyde series. The bedrock in the neighbourhood of the fault is strongly red-coloured on account of precipitation of haematite in the limestone and other metasediments. This iron-enrichment obviously is caused by secular weathering (preglacial?) along the dislocation.

The young diabase dykes of the region are intruded in a later joint system with northwesterly strike (Fig. 5).

d. Sam Ford Fiord.

Sam Ford Fiord was studied from its west arm to Swiss Bay by EADE and RILEY; the surroundings of Swiss Bay by MULLI and ROTHISBERGER. It will be described by the last-named geologist in a special report. The head valley was studied by the present writer.

Sam Ford Fiord cuts the coastal range at a steep angle to the axial direction of the folding. The extremely steep cliffwalls of the northern parts of the fiord offer some of the most spectacular scenery of the Clyde area.

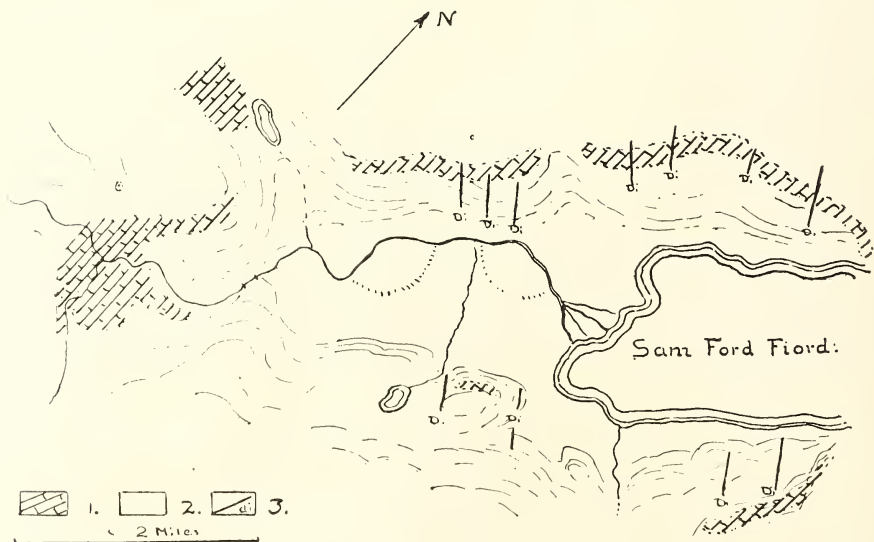


Fig. 7. Geological sketch map of the headvalley of Sam Ford Fiord.
1. Marble, Skarn, 2. Gneiss, 3. Diabase dike. (III, Fig. 1)

Around the southern end of the fiord the mountains are less than 2000 feet. The open part of the headvalley is only about three miles, whereafter the valley narrows to a small canyon cut in an older mature valley leading to the edge of the icecap.

The Glacial and Postglacial deposits of the head valley have been studied and described by GOLDTHWAIT.

The bedrock around Sam Ford Fiord consists of the same type of migmatic gneisses as found around Clyde Fiord. In the northern parts of the region particularly, the composition is nearly granitic, and the gneiss grades west of Swiss Bay into almost homogeneous granite-gneiss.

Around the head of the fiord metasediments with a thick marble formation are interbedded with the gneisses. Gneiss is also here the dominating rock type. It is mostly well foliated, dark gray with varying degrees of banding caused by aplitic veins strictly parallel to the schistosity. Small folding and crenulation are of less importance. The most important varieties present are: 1. Gray gneiss-granite consisting of plagioclase, oligoclase, quartz, microcline, biotite, hornblende and generally some garnet; 2. Pinkish microcline gneiss and banded gneiss with amphibole-rich layers and microcline-rich layers alternating. Boudinage structures are often found. In general the gneiss shows traces of strong tectonization and shearing.

The marble-formation is met with about three miles north of the head of the fiord, where a 250-foot thick horizon consisting of white marble, skarn and quartzite with a flat northerly dip outcrops on both shores. It extends southwards to the crest of the mountain walls on both sides of the fiord (Fig. 7). The same formation has a considerable extension in the upper part

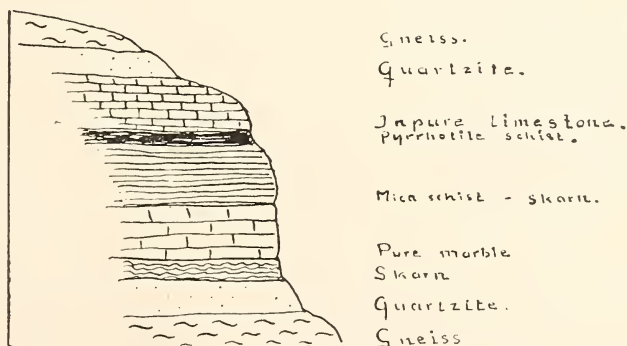


Fig. 8. Stratigraphic section of the marble formation on the east shore of Sam Ford Fiord. Total thickness, about 200 feet.

of the head valley where the river has cut a canyon through the marble bed, which here rests in almost horizontal position. The stratigraphic sequence is generally the same as at Clyde Fiord (Fig. 8). The lowest horizon is everywhere a pure white glassy quartzite of varying thickness. Well developed crystals of quartz, up to three inches long and very pure, were found in cavities in the quartzite. The quartzite is overlain by skarn with diopside, chondrodite, tremolite, wollastonite and phlogopite. Then follows a thick layer of coarse-crystalline white marble, partly of the same slightly violet shade as at Clyde. The following horizon consists of mica-schist more or less rich in lime-silicates and interbedded with skarn. On top of this horizon there is a thin layer of phyllitic character, very rich in pyrrhotite and with a few grains of chalcopyrite and pyrite. The uppermost limestone layer is impure and of the same salmon-red colour as the corresponding layer in the Marble Canyon at Clyde River. The formation is overlain by a thin layer of quartzite and gneiss.

This sequence refers to the horizon on the north shore of Sam Ford Fiord. There are certain variations in both the thickness and composition of the different horizons in the upper parts of the head valley. Here the micaschist attains a greater thickness and has a phyllitic character. It contains thin layers rich in magnetite and haematite, which grade into a lean banded iron formation. A mineralogical peculiarity is a grayish-white rather fine-grained marble found at the northern entrance to the canyon, which has when split, a strong smell of methane («Stinkkalk»). The occurrence of this rock in a highly metamorphic formation is of interest.

The structure is characterized by the low-angle position of the layers suggesting only a slight disturbance of the original position. The micro-structure of the limestone layers and the interbedded gneisses however, indicates strong differential movements and tectonization, as shown in Figure 9. A small remnant of the marble formation on one top of the hill in the southwest corner of the head of the fiord consists of a recumbent thrust fold with strong mylonitization in the lower limb of the fold. The whole formation is flattened out to a thickness of only about sixty feet (Fig. 10).

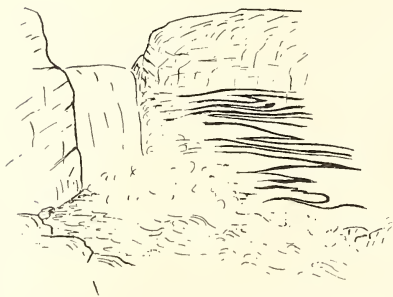


Fig. 9. Complicated flowfolding in marble in the canyon of Sam Ford River. Height of the fall, about 30 feet.



Photo KRANCK

Fig. 10. Horizontal marble layers in Sam Ford River valley. The flat exposure to the left is the top of the layer.

The structure as a whole is formed in connection with big overthrusts directed to the southwest. There seems to be a certain connection between the present topography and the structure, indicated by the fact that the fiord valley and its continuation southward is formed in an axial depression in the metasediments.

The present mineralogical composition and texture of the rocks shows that the final metamorphism was later than the folding and obviously connected with the granitization. This is shown by the strong contact-mineralization around the numerous pegmatite veins and dykes invading the metasediments. In addition to the skarn minerals mentioned earlier, the contact zones with limestone often contain spinel. The metamorphism is generally fairly high grade, corresponding to the highest subfacies of the amphibolite facies.

c. Gibbs Fiord.

The northernmost of the big fiords of the Clyde area was studied by RILEY and EADE during a sledge trip in June, 1950 from Refuge Harbour to the head of the fiord, where the two geologists mentioned above and the writer, spent several weeks during the break-up season. It is therefore comparatively well known petrologically.

The main direction of Gibbs Fiord is almost north to south. The central parts of the fiord strike nearly parallel with the folding axes and cut the central, highest parts of the coast range. The mountains around both the head valleys are plateau-shaped (Fig. 2, page 228) and only about 1000 to 2000 feet high. The head valleys are comparatively small and only extend for about 4 miles from the shore, whereafter they become canyon-like, with vertical walls cut in the plateau. The steepness of the slopes has given rise to great talus-cones in the head valley, which in general are younger than the alluvial deposits which cover the valley floor. The talus-cones are generally very small or absent below vertical, fresh sections in the cliff walls. They seem to be connected with fairly recent dislocations crossing the direction of the valley. Different stages of river erosion as well as strand terraces of different levels can be observed. Small remnants of banded clay with *Saxicava* and *Littorina* occur along the river slopes.

The bedrock consists everywhere of migmatic gneiss. The mineralogical composition sometimes indicates a sedimentary origin of the basal material. In the cliff walls along the fiord, an almost horizontal banding, very much resembling a primary bedding, is well visible, particularly in the eastern parts. This very striking structure is however, invisible at close view, on account of a strong re-crystallization and complicated detail structures. As will be shown later, the horizontal banding is partly due to the general axial plunge.

At the head of the fiord the structure is more complicated with strong folding visible in the cliff walls, and obviously also more variable petrographic composition of the rock. Petrographically, the rock types however, are about the same as farther east. The gneisses can be classified as typical migmatites with the usual complicated structural pattern and mixture of granitic material, schistose material and basic inclusions. The main petrographic elements are: 1. Gray granite gneiss with good parallel structure but otherwise comparatively homogeneous, consisting of microcline, oligoclase, biotite and varying amounts of hornblende and garnet, 2. Banded vein-gneiss with basic, hornblende-rich layers and feldspathic layers, 3. Basic layers, more or less schistose, consisting of plagioclase, hornblende or pyroxene with some quartz, garnet, magnetite, etc., 4. Angular amphibolitic inclusions.

About two miles west of the head of the fiord the north wall contains inclusions and schliers of extremely garnetiferous skarn with diopside, hornblende and abundant magnetite. In certain bands a considerable concentration of pyrrhotite, pyrite and some chalcopyrite occurs, giving rise to a strong gossan on the cliff wall. This formation seems to be a remnant of a completely granitized iron formation of the same type as described from

Sam Ford Fiord. A certain content of sulphide is a common feature in the gneisses around Gibbs Fiord and explains the yellowish colour of the bedrock.

No limestone was found, but some of the diopside-garnet rich layers may have been formed by granitization of carbonatic horizons.

Pegmatites are very abundant. They form either pockets of irregular form or crosscutting veins from some inches to 10 feet in thickness. The last-named, particularly, are often very rich in magnetite. Apatite, sphene and small crystals of allanite are the most common pegmatite-minerals. The lack of homogeneous intrusive granite is striking.

The general aspect of the gneisses of Gibbs Fiord is shown in the pictures, Figures 11 and 12.



Fig. 11. Agmatic gneiss. Head of Gibbs Fiord.

j. Eglinton Fiord.

A short visit to the camp at the head of Eglinton Fiord gave the writer an opportunity to make some observations in the highly granitized central parts of the coastal range.

Eglinton Fiord, unlike the other fiords of the area, does not cut through the range. Its head valley is surrounded by steep mountains, reaching over 5000 feet above the sea level. They display good vertical sections through the gneiss.

The bedrock consists of highly granitized migmatites. Of the older gneiss-component, often only nebulitic remnants are left. In general however, the contact between the later emplaced granitic constituent and the gneiss or basic inclusion is comparatively sharp. The structure is complicated by flow; a high grade of plasticity during the folding has to be assumed. Basic horizons have always been broken in fragments and form intrusive breccias or flow-breccias (p.243). Pegmatite veins of varying size are very common. They contain apatite, fluorite, magnetite, allanite, and probably some columbite.

The general structure is also here characterized by a fairly flat foliation which, however, is very much complicated by later flowfolding («dragfolding»).

This type of gneiss is found also in the surroundings of Swiss Bay.

The Structure of the Clyde Gneisses

The general features of the structure of gneisses of the Clyde area have been discussed by the writer in a recent paper (KRANCK 1953) and in the following pages only a brief summary will be given.

As has been emphasized several times, a fairly flat position of the foliation and schistosity is the most conspicuous feature of the bedrock. The low-angle position is however, less well visible in small outcrops where a complicated differential folding covers the main structure.

In the less granitized and gneissified metasediments a strong textonization of the bedrock shows that the original bedding has been highly disturbed. The subhorizontal foliation is combined with recumbent folding and thrustfolding. This feature is particularly well visible at Sam Ford Fiord and the Clyde River valley. There has, however, been a considerable amount of movement after the main folding, giving rise to small dragfolds which are formed contemporaneously with the injection of granitic veins along shear planes in the rock. At the same time the argillitic material and impure sandstone-material has been altered into mica and hornblende gneiss with the original bedding still sometimes visible. The texture, however, is everywhere



Fig. 12. Crenulated small folding in migmatitic gneiss. Head of Gibbs Fiord.

postkinematic — the last crystallization has, with the exception of certain slide-zones, not been affected by mylonitization. The recrystallization is too strong to permit any determination of tops and bottom of the beds. Although the amount of field observations is still too scarce to draw any definite conclusions about the style of folding, there are fairly good reasons to regard the original folding as a normal recumbent folding. This structure has been superimposed by gneissification and »wildfolding».

In the highly gneissified and migmatitic parts of the area the structure is very much complicated by the presence of granitic and pegmatitic material, which at the later phase of the deformation was highly plastic. Also the basal, schistose constituent was very plastic and tended to form flow-folds. The difference in tenacity between these two main constituents gives rise to the formation of different types of breccia structures discussed by the

writer in the paper referred to before. The micro-structures in the more homogeneous material is characterized by a crenulation with subhorizontal fold planes, in sections with basic layers boudinage, bead structure (KRANCK 1953) and agmatic breccias are formed. The crenulation and also the later breccia-like structures usually are combined with formation of thrustsheets.

The macrostructure in the migmatic gneisses is also characterized by dominantly subhorizontal foliation combined with great recumbent folds. These folds, observed in Clyde Fiord and McBeth Fiord, quite possibly were formed at the same time as the folding of the metasediments. Their shape however, may indicate a more plastic folding and they also could be interpreted as flow folds formed in connection with a slow horizontal movement in a semiplastic zone of the earth's crust.

More detailed mapping has to be carried out before this problem can be definitely solved. It is interesting to note the great similarity between the structural style of the Clyde gneisses and the structures described by WEGMANN (1938) in the gneisses of Southwest Greenland and East Greenland, in similar migmatic gneisses. The writer is at the present stage of the study of the gneisses, inclined to regard the recumbent small folding with drag in the gneisses with subhorizontal planes as a structure which is quite typical for the activated basement of a comparatively deep folding where the rock material acts in part as a fluid. This is regardless of the fluidity being due to refusion or to plastic flow in a solid state.

A detailed study of the excellent exposures of the fiords of eastern Baffin Island no doubt will give the definite solution of many of the problems concerning the origin of migmatic gneisses and their structures. It has to be emphasized that the gneisses of Baffin Island in no respect differ from migmatic gneisses in many other parts of the Canadian Shield, and in small outcrops the general structure is impossible to interpret. The interrelationships between the micro-structures and the macro-structures studied in the areas of the types described on the foregoing pages seems to offer a possibility to find a clue for the interpretation of gneiss structures in general, also in areas where only the first-named can be seen in one single outcrop.

Geological position of the Clyde Series

The metasediments of the Clyde Area are characterized by a great amount of carbonate rocks together with argillites, quartzite and iron formation. The association indicates a comparatively slow sedimentation in clear water,

probably in a continental sea — miosynclinal according to the classification of KRUMBEIN and SLON, 1951. A distinct facies difference exists between the southeastern and northwestern parts of the area with more shallow water sediments in the first-named (McBeth Fiord, south end of Barnes Icecap) and deepwater sediments, particularly pure marble, in the Clyde Fiord — Sam Ford Fiord area. In none of the localities mentioned do we know with certainty if the present position of the beds is normal or overturned. The fact that both in the Clyde River Valley and at the head of Sam Ford Fiord we find exactly the same type of glassy quartzite overlain by rose-coloured dolomitic marble however, points to a normal position.

The granitized gneisses of the eastern parts of the fiord area give little information about the original character of the basal formation of which they have been formed. Fragments of quartzitic layers at Clyde Settlement and inclusion of actinolite skarn at the head of Clyde Fiord etc. (probably representing fragments of altered limestone) indicate that they most probably had the same character as the metasediments. The gneissification has generally completely changed their chemical and mineralogical composition, with the exception of some of the basic sills.

The metasediments of the Clyde series resemble in many respects the gneiss formation of southern Baffin Island, although pure limestone seems to be more common. The grade of metamorphism also seems to be slightly lower in the Clyde Area. Information about the geology of the regions between Clyde and Frobisher Bay is however, still too incomplete to permit any definite parallelisation. According to oral information from ROTHLSBERGER, the gneisses in the interior parts of the Cumberland Peninsula have very much the same character as the gneisses of the Clyde area, but farther south at Cumberland Sound, granitic material seems to dominate (WEEKS 1927, RILEY) and the grade of metamorphism is definitely higher.

The youngest diabase dykes quite possibly correspond to the lava flows of Padloping, which again probably are of the same age as the basalts of Disko on the east shore of Baffin Bay.

The rocktypes and the stratigraphy of the Issortoq Complex in western Greenland described by NOE-NYGAARD and BERTHELTSEN (1951, 1952) offers some striking similarities with the Clyde Area. It is quite possible that the gneiss formations on both sides of Baffin Bay will prove to be the same. This would suggest that the folding of the Clyde Area took place during the Nags-suqtoquidic orogeny which in West Greenland has a southwesterly strike direction. More fieldwork however, has to be carried out before a definite

parallelization of the gneiss formations of Greenland and Baffin Island can be made.

It is interesting to state that the type of sediments composing the main part of the Issortoq gneisses and the Clyde gneisses: limestones, argillites and quartzites without, or with very little volcanic material cover very large areas in the eastern Arctic. The same condition of sedimentation predominated from later Precambrian until Paleozoic time. The sediments are partly unmetamorphosed, partly highly granitized, forming migmatites with low-angle foliation. The age of the granitization is still uncertain, and it is too early to parallelize the Clyde gneisses with the gneisses of southern Baffin Island.

Litterature

- BERHELSEN, ASGER. (see NOE-NYGAARD).
- BAIRD, P. D. Canadian Expedition to Baffin Island 1950. — *The Polar Record*. Vol. 6, No. 43. 1952.
- The Baffin Island Expedition 1950. — *Proceedings of the Second Glaciological Conference*. No. 4. 1951.
- EADE, KENNETH. Petrology of the Gneisses of the Clyde Area, Baffin Island. McGill Theses 1952 (unpublished).
- GOLDTHWAIT, R. P. Formation of Morains of Barnes Icecap, Baffin Island. — *Proceedings of the Second Glaciological Conference*. Nr. 4. 1952.
- KRANCK, E. H. Mineral Possibilities of Baffin Island. — *Transactions of C.M.A.* Vol. LIV, 1951. pp. 438—439.
- Interpretation of Gneiss Structures with special Reference to Baffin Island. — *Proceedings of Geol. Assoc. of Canada*. 1953. pp. 59—68.
- NOE-NYGAARD, ARNE. A new Orogenic Epoque in the Pre-Cambrian of Greenland. — *International Geological Congress, Eighteenth Session, Great Britain*. 1948. Part XIII. 1952. pp. 199—204.
- and ASGER BERTHELSEN. On the Structure of a Highmetamorphic Gneiss Complex in West Greenland. — *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*. Del 12. Hefte 2. 1951. pp. 250—265.
- WARD, W. H. The physics of Deglaciation in Central Baffin Island. — *Journal of Glaciology*. Vol. 2. Nr 2. 1952. pp. 2—22.
- WEEKS, L. J. Cumberland Sound Area. Baffin Island. — *G.S.C. Summary Report*. 1927. Part C.
- WEGMANN, C. E. Geological Investigations in Southern Greenland. Part I. On the structural Divisions of Southern Greenland. *Meddelelser om Grønland*. Bd. 113. Nr. 2. 1938.
- WORDIE, J. W. An Expedition to Melville Bay and Northeast Baffin Island. — *Geogr. Journ.* Vol. 86. Nr. 4. 1932. pp. 297—313.

Die Insel Ischia

Prof. Dr. HERMANN LAUTENSACH

Stuttgart

I. Einführung

In den Jahren 1928/29 leitete VÄINÖ AUER eine finnische Expedition nach Feuerland (1). Ihre vielseitigen, weittragenden Ergebnisse (2,3) führten 1937/38 unter der Führung des gleichen Gelehrten zu einer neuen finnischen Expedition nach Südamerika, und zwar nach Ostpatagonien (4). In seiner Abhandlung »Der Torf und die Torfschichten als historische Urkunden Feuerlands und Patagoniens« (5) gibt AUER eine grosszügige Übersicht über gewisse grundlegende Resultate beider Expeditionen. Er kombiniert in ihr die vulkanologischen Ergebnisse von M. SALMI (4), eines Mitgliedes der 2. Expedition, mit seinen eigenen pollenanalytischen Untersuchungen der Torfschichten Feuerlands und Ostpatagoniens auf Grund der Wechsellagerung von Tuff und Torf und kommt auf diese Weise zu einer sicher fundierten postglazialen Entwicklungsgeschichte des Vulkanismus wie der Pflanzenformationen im Südende von Südamerika: »Aus den Untersuchungen von SALMI geht hervor, dass die Eruptionen der Anden in der Postglazialzeit von verschiedenen Vulkanen herrühren, deren Asche von Westwinden ostwärts verfrachtet worden ist. Die Lage dieser verschiedenen Vulkane hat ungefähr festgelegt werden können, und ihr gegenseitiges Altersverhältnis hat man durch Pollendiagramme zu bestätigen vermocht. Die Vulkane der Anden lassen sich mit einer riesenhaften Batterie vergleichen, die sich, ebenso wie auf Feuerland, in der Postglazialzeit wenigstens 4- oder 5 mal gleichzeitig entladen hat. Das Alter aller Ausbrüche ist in so hohem Masse das gleiche, dass sich die patagonischen Eruptionen O, I, II und III im grossen und ganzen durchaus mit den die entsprechenden Ziffern tragenden feuerländischen parallelisieren lassen . . . Somit steht für die postglazialen

Ereignisse in Feuerland und Patagonien eine Zeitskala von einzigartiger Genauigkeit zur Verfügung" (5, S. 653 f.).

Ich muss es mir hier versagen, die Hauptergebnisse dieser Schrift darzustellen, die in der Feststellung gipfeln, dass in Ostpatagonien und Feuerland, an der Grenze der Trockensteppe, das Vordringen des Waldes die Folge einer universalen Temperatursenkung ist, wogegen der Rückzug des Waldes auf einem Temperaturanstieg beruht (S. 669). Denn das Schwergewicht dieser Einführung soll nicht auf der Waldgeschichte, sondern auf der Chronologie der postglazialen vulkanischen Ereignisse liegen. Und in dieser Hinsicht verdient hervorgehoben zu werden, dass der letzte Satz des Auerschen Zitates heute auch für die Insel Ischia Geltung beanspruchen kann. *Nur sind es hier nicht pollenanalytische, sondern prähistorische und archäologische Forschungen, die den Zeitmasstab liefern.* Die Lava- und Tuffschichten, die Ischia aufbauen, sind nicht selten durch Paralleldiskordanzen oder denudative Schrägdiskordanzen, oft mit schwarz, braun, gelb oder rot gefärbten Verwitterungshorizonten, von einander getrennt, und auf diesen Diskordanzen finden sich Artefakte. Dieselben gestatten es, das Alter der überlagernden Tuff-bzw. Lavaschicht zu ermitteln. Das Verdienst, diese Methode entwickelt zu haben, gebührt dem jetzt auf Ischia lebenden Zoologen und Naturforscher PAUL BUCHNER und seinem Sohn GIORGIO BUCHNER (7—15). »I cocci ci servono adesso come i fossili che indicano al geologo l'età dei diversi strati» (»Die Scherben leisten uns jetzt die gleichen Dienste wie die Fossilien, die dem Geologen das Alter der verschiedenen Schichten anzeigen») [10, S. 51].

Im April 1954 hatte ich 3 Wochen lang täglich Gelegenheit, zusammen mit meiner Frau Ischia nach allen Richtungen hin zu durchstreifen, und unternahm auch eine Rundfahrt um die Insel. Ich bin PAUL BUCHNER für die lehrreiche Führung durch das von ihm geschaffene Museo dell'Isola d'Ischia und für manche wertvolle Mitteilungen und Ratschläge, insbesondere auch für die Ausleihung von Sonderabdrucken, ja die Exzerpierung eines Aufsatzes sehr dankbar. Im folgenden wage ich es, meine Beobachtungen mit den reichen Angaben der Literatur zu einer länderkundlichen Skizze zusammenzufassen. Denn abgesehen von einer kurzen, bereits 1926 erschienenen vergleichenden Arbeit über Ischia und Capri von H. KANTER, die sich im Sinne der Landschaftskunde von PASSARGE auf die analytische Beschreibung der Formenbestandteile beschränkt (16), fehlt eine solche geographische Behandlung bisher, und länderkundliche Monographien vulkanischer Inseln haben mich schon mehrfach besonders gelockt (17, 18).

II. Gesamtübersicht

1. Oberflächenformen, postvulkanische Erscheinungen, Erdbeben.

Ischia flankiert zusammen mit der Nachbarinsel Pròcida den Golf von Neapel im NW, während der nur 30 km entfernte Kalkklotz von Capri den südöstlichen Eckpfeiler darstellt. Die Insel bildet ein sich gegen E verschmälerndes Viereck von nur 46,3 qkm Fläche. Die W-E—Entfernung von der Punta del' Imperatore bis zum Castello d'Ischia misst 9.8 km, die N-S—Entfernung von der Punta Cornacchia bis zur Punta di S. Angelo 7.7 km (19,20. S. Abb. 1).

Die höchsten Erhebungen bilden einen sichelförmig gekrümmten *Höhenzug*, der dicht südlich von der Mitte der Insel beim Colle Jetto (589 m) beginnt und sich zunächst nach W erstreckt, um allmählich nach S umzubiegen. Er endet nordwestlich von Serrara-Fontana und gipfelt in dem schon von Strabo genannten *M o n t e E p o m è o* (789 m). Im Querschnitt ist er ausgesprochen asymmetrisch. Mit über 70° steilen Wänden fällt er nach aussen ab, während er sich nach innen sanft abdacht. Das Innere wird nach E durch den nahe dem Colle Jetto beginnenden Höhenzug *M. Trippodi-Costa Sparaina* abgeschlossen und bildet so ein nach S geneigtes und in dieser Richtung offenes Becken, in dessen Mitte Fontana liegt. Der Höhenzug des Epomeo besteht aus einem grünlichen, hellgelb verwitternden trachytischen *B i m s s t e i n t u f f*. RITTMANN vertritt in seiner hervorragenden »Geologie der Insel Ischia« (6,S.74) eine submarine, P. BUCHNER (10,S.43f.) mit überzeugenden Gründen eine subaerische Entstehung dieser viele Hunderte von Metern mächtigen, ausgedehnten Tuffmasse, die auch den Untergrund von Pròcida sowie der Phlegräischen Felder bildet und das älteste Gestein Ischias darstellt.

Erst nachträglich trat nach P. BUCHNER eine Senkung ein, und nur die in stratigraphischem Sinn obersten Tuffe, die sehr fein, weiss und geschichtet sind, entstanden submarin. RITTMANN nennt sie Tuffite (6,S.4). Das nachfolgende Wiederauftauchen der Tuffmasse und damit der *B e g i n n d e r I n s e l b i l d u n g* erfuhr eine zeitweilige Unterbrechung, die durch eine von RITTMANN und P. BUCHNER beschriebene alte Strandlinie in 500 m Höhe unter den Nordhängen des Colle Jetto angezeigt wird. Die Untersuchung der Foraminiferengattung *Lagena*, die in den zugehörigen Ablagerungen in 180 Formen auftritt, durch BUCHNER ergab, dass dieses erste Stadium der Inselbildung schon ins Quartär fällt (10,S.45). RITTMANN sucht die Aus-

bruchsstelle des Epomeotuffs in der Montagna Nuova (510 m), einen knappen Kilometer nordwestlich vom Epomeo. Jedenfalls ist die noch von FUCHS (21) vertretene Auffassung, dass das Becken von Fontana einen Krater darstelle, aus geologischen wie morphologischen Gründen nicht haltbar. Schon L. v. BUCH (22) ist ihr entgegengetreten. Der Höhenzug des Epomeo ist vielmehr durch tektonische Heraushebung des Südostquadranten des Tuffvulkans der Montagna Nuova entstanden. Er bildet eine Pultscholle, und die steilen Abfälle des Epomeozuges gegen N und W werden von Bruchstufen aus Epomeotuff gebildet.

Der Epomeotuff ist ein wenig widerständiges Gestein. Die Kirche und die ehemalige Einsiedelei des Gipfels sind mit Leichtigkeit aus ihm herausgegraben. Während und nach der Hebung der Pultscholle sind daher durch subaerische Kräfte gewaltige Massen von Epomeoschlutt in Bewegung gesetzt worden. Sie füllen in mehr als 200 m maximaler Mächtigkeit das Innere des Beckens von Fontana und bedecken die weniger steilen unteren Hänge der N- und W-Flanke. In allen 3 Richtungen reichen sie bis an die Küsten. Sie bestehen teils aus Bergsturmassen, die nicht selten durch Erdbeben in Bewegung gerieten und oft haushohe Blöcke enthalten, teils aus Schlipfmaterial, teils aus Murgängen.

In diese lockeren, wasserdurchlässigen Ablagerungen sind auf der Nord- wie der Südseite des Epomeokammes bis zu 200 m tiefe eigenartige Talungen eingeschnitten, die sogenannten *Cave*, die auf der Karte 1:10 000 (20) sehr klar dargestellt sind. Die Querschnitte der einzelnen Cava wechseln von oben nach unten mehrmals von einer engen Klamme zu einem breitsohligen Kastental. Die Hänge sind also stets steil, ja stellenweise senkrecht. Der Längsschnitt zeigt nie ausgeglichenes Gefälle, sondern besteht aus einer Folge von Versteilerungen und Verflachungen. Diese Unregelmässigkeiten im Quer- und im Längsprofil rühren von den Stürzen, Schlipfen und Muren her, die immer erneut von den steilen, braungelben Wänden herabkommen. Im allgemeinen fließen durch die Cave nur kümmerliche Rinnsale, die aber bei Wolkenbrüchen zu reissenden Schlammströmen werden.

Reichlich die Hälfte des ganzen Inselareals wird vom Epomeotuff und -tuffit sowie seinen Abtragungsprodukten eingenommen und erhält durch sie seine morphologische Prägung. *Das östliche Drittel der Insel dagegen, die Nordwestspitze und die Südwestfront bestehen aus vulkanischen Gesteinen, die erst nach dem Epomeotuff und -tuffit entstanden sind und eine gänzlich andere Formenwelt repräsentieren.* In diesen 3 Gebieten finden sich Lavaquellkuppen und -quellrücken mit und ohne Einsturzkrater, Tuff- und Lavaecken, kreisförmige Explosionskrater mit Tuff-, Schlacken- oder Lavakranz,

Stratovulkane, Gänge und Extrusionspfropfen (6,S.70—75). Bei sehr vielen dieser Gebilde haben Vater und Sohn BUCHNER nach der in der Einführung umrissenen Methode das Entstehungsalter ermittelt und auf diese Weise häufig das Zeugnis der antiken Schriftsteller präzisiert (9,10,13). In einem Einschnitt, der bei dem Bau der neuen Strasse von Porto d'Ischia entlang der Nordküste nach Casamícciola geschaffen wurde, fanden sie über einer Humusschicht, die der Zeit der griechischen Kolonisation (8./7. Jahrh. v.Chr.) entspricht, die Ablagerungen von 4 Eruptionen, die ihrerseits in die Entstehungsgeschichte der benachbarten Berge Rotaro und Montagnone eingeordnet und zeitlich fixiert werden konnten (Abb. in 10,S.60;13,S.561). Diese Ausbrüche reichten wenigstens aus der Bronzezeit bis in die des Kaisers Diokletian (Beginn des 4. Jahrh. n.Chr.). Ein Nachspiel ereignete sich i.J. 1302 n.Chr. Die geomorphologischen Formen entsprechen in diesen 3 Gebieten jeweils dem letzten vulkanischen Ereignis, sind also vulkanische Aufschüttungs- oder Explosionsformen. Die nachträgliche subaerische Abtragung ist nur an den Kliffs formenbestimmend.

Der Raum des Golfes von Neapel und seiner Landumrahmung wird weitgehend von Brüchen bzw. V e r w e r f u n g e n in SW-NE—Richtung durchzogen, die Rittmann die t y r r h e n i s c h e nennt (6,S.79ff.). Eine dieser Bruchlinien quert den Südosten der Insel von der Marina dei Maronti bis zum Castello d'Ischia. Ihr folgt das Arso-Senkungsfeld. Südöstlich von ihm erhebt sich der in der gleichen Richtung längs gestreckte Campagnanorücken. Dieses östliche Drittel von Ischia grenzt an den Epomeohorst längs einer N-S—Verwerfung, die von Perrone nach Barano zieht. Das Dreieck im Winkel zwischen dieser und der tyrrhenischen Verwerfung enthält die vielseitigste vulkanische Formenwelt Ischias. Es sei das Sparaina-Montagnone—Gebiet genannt (s. Abb. 1).

Die vulkanischen Formen der ischianischen Peripherie setzen sich unter dem heutigen Meeresspiegel fort. Südöstlich der Insel liegt die Abrasionsplatte der Secca d'Ischia, die bis zu —26 m aufragt, ein rundes Gebilde von 2,5 km Durchmesser, nach RITTMANN (6,S.68) ein submariner Vulkan mit eingeebnetem Krater. Zwischen dem Nordostende von Ischia und dem von der Brandung aufgebrochenen halbsubaerischen Krater der kleinen Doppelinsel Vivara findet sich die Secca delle Formiche, die bis zu —4 m aufragt, vor der Westküste die Secca di Forío. Diese Abrasionswirkungen erklären sich durch die postglaziale eustatische Hebung des Meeresspiegels um rd. 100 m. Während der letzten Eiszeit lag der Meeresspiegel längst tief genug, um Ischia und Pròcida mit dem Festland zu verbinden. Denn die jetzige Maximaltiefe bleibt hier unter 50

m. Dieser L a n d z u s a m m e n h a n g wird induktiv durch die von P. BUCHNER studierte Einwanderung von landbewohnenden Tausendfüßlern und Asseln bewiesen, die niemals durch das Seewasser auf die Insel hätten gelangen können (10,S.47).

Die grossen Züge der ischianischen *Küsten* sind durch diese postglaziale Ingression bestimmt. Die Halbinseln sind Lavaströme oder Quellrücken, die wenigen, der Insel dicht benachbarten Kleininseln Quellkuppen. Das Meer hat während und nach Erreichung seines postglazialen Höchststandes die Lava- und Tuffdecken zu Kliffs zugestutzt, die mehr als 200 m Höhe besitzen können. Im Meeresniveau finden sich, besonders bei schwebender Lagerung der Lavaschichten, unter ihnen Brandungshohlkehlen und -höhlen. Flachstrände (»marine») finden sich nur da, wo junge Tuffe oder die Epomeoschuttmassen ans Meer reichen. Sie bestehen nicht nur aus Sand, sondern auch aus Kies und Geröll.

Die oben genannte Strandablagerung in 500 m Höhe unter dem Epomeo ist nicht das einzige Zeugnis der a l l m ä h l i c h e n H e r a u s h e b u n g I s c h i a s während des Eiszeitalters. RITTMANN (6,S.44) fand am landseitigen Nordwesthang des Campagnanorückens in einer Lavabank eine von 180 auf 210 m ansteigende Reihe von Brandungshohlkehlen und -höhlen, die eine stattliche Heraushebung und Schrägstellung dieses Rückens beweist, und P. BUCHNER berichtete mir mündlich von einer alten Strandlinie mit Ablagerungen, die er von La Rita westlich von Casamícciola allmählich absteigend gegen NW zur Punta Cornacchia verfolgen konnte (vgl. auch 25,S.44). Gehobene Brandungshohlkehlen und Strandlinien sind auch im übrigen an den ischianischen Kliffs nicht selten. Zum Teil dürfte es sich um lokale Erscheinungen vulkanischen Ursprungs handeln.

Diesen deutlichen Zeugen alter Hebung stehen ebenso sichere Beweise einer i n j ü n g e r e r Z e i t e r f o l g t e n S e n k u n g gegenüber (23—28.27 u.28 phantastisch. 10, S. 46). Nach den Untersuchungen von GRABLOVITZ, FRIEDLÄNDER und P. BUCHNER senkt sich die Insel seit der Römerzeit um 3—4 mm pro Jahr. Diese Senkung wird auf die allmähliche Erkaltung und Zusammenziehung des die Insel unterlagernden Lakkolithen, der das vulkanische Material geliefert hat, zurückgeführt (»Bradysismus»).

Als postvulkanische Erscheinung sind über die Insel F u m a r o l e n verteilt, die ausser Wasserdampf CO_2 und mitunter H_2S liefern. Oft vereinigen sie sich zu Feldern, die beliebte Aufenthaltsplätze der Schlangen sind. Sie finden sich bis zu 400 m Höhe (29) und reihen sich oft auf den Verwerfungen an. Man trifft sie auch in den Stränden und in der Flachsee, wo sie das Salzwasser erhitzen. Früher wurden manche von ihnen zur Anlage von Schwitz-

bädern benutzt. Grosse balneologische Bedeutung besitzen auch heute noch die zahlreichen *T h e r m a l q u e l l e n* (29,30), deren Ruf durch einen Calabreser Arzt namens JASOLINO gegen Ende des 16. Jhdts. zu neuem Leben erweckt worden ist (31,12). Sie scheinen durch das Zusammentreffen von vadosem Wasser mit Fumarolen zu entstehen, wobei die durch die Fumarole zersetzten Produkte der Kontaktgesteine gelöst werden, und das vadosa Wasser erhitzt wird (6,S.93f.). Das Wasser der an den Stränden gelegenen Thermen wird durch das höhere spezifische Gewicht des Meerwassers emporgedrückt und ist mitunter brakisch (29). Viele Thermen sind in der Tiefe der Cave angeschnitten.

Neben vulkanischen Beben, wie sie nach den historischen Quellen mit den Ausbrüchen verbunden waren, treten auf Ischia tektonische *E r d b e b e n* auf. Die von RITTMANN zusammengestellte Liste (6,S.140—43) beginnt mit dem Jahr 1228 n.Chr. Die schwersten bekannten Beben waren die vom 2. Februar 1828, 4. März 1881 und 28. Juli 1883 (32—35). Das erste zerstörte in Casamíciola viele Häuser. Das zweite liess die dicht westlich benachbarten Dörfer Casa Mennella und Majo in Trümmer sinken, und das dritte vernichtete Casamíciola fast vollständig. Das erste kostete 28, das zweite 229, das dritte 2283 Menschenleben. Die 3 Beben wirkten sich also dicht südlich der Mitte der Nordküste am stärksten aus. Das erste und dritte hat merkwürdigerweise aber auch Fontana jenseits des Epomeokammes betroffen. Die Isoseisten dieser Beben scheinen den Epomeohorst hufeisenförmig im N,W und S zu umgeben, während das östliche Drittel der Insel unbehelligt blieb (Karte bei RITTMANN, S.145). Das deutet auf eine geringe Tiefe des Epizentrums und beweist den tektonischen Charakter dieser Beben. Seit 1883 haben sich auf Ischia nur noch schwache Beben ereignet.

2. *Klima und Wasserhaushalt.*

In einer Breite von 40°41,5' bis 40°45,6' gelegen nimmt Ischia teil an dem Klima der mittleren Zone des westlichen Mittelmeerbeckens. Trotz der Kleinheit der Insel besitzen die klimatischen Einzelzüge ihrer Teilgebiete noch zahlreiche Besonderheiten. Hier seien zunächst die Grundzüge an der Hand der Zahlenwerte der an der Nordostküste gelegenen Station Porto d'Ischia herausgehoben (S. Tabelle). Ich verdanke diese Werte dem Direktor des Geophysikalischen Observatoriums zu Casamíciola, Dr. C. MENNELLA.

Wie überall im Mittelmeergebiet sind die *S o m m e r* durch Trockenheit charakterisiert. In den Monaten Juni bis August unterschreitet die mittlere Niederschlagshöhe den kritischen Wert von 30 mm, und in ihnen zusammen

Klimawerte von Porto d'Ischia (Höhe 35 m) 24-bzw. 30-jährige Mittel

	Jan.	Febr.	März.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittlere Monatstemperatur	9,9	10,2	12,1	14,4	18,1	21,9	24,5	24,5	22,1	18,6	14,6	11,8	16,8
Mittlere tägliche Max. Temp.	12,4	12,9	15,2	17,7	22,3	25,8	28,2	28,6	25,3	21,3	16,9	14,4	20,1
Mittlere tägliche Min. Temp.	7,6	7,6	9,2	10,8	14,3	17,6	19,7	20,4	17,8	15,0	11,5	9,6	13,4
Mittlere Tagesschwankung d. Temp.	4,8	5,3	6,0	6,9	8,0	8,2	8,5	8,2	7,5	6,3	5,4	4,8	6,6
Mittl. monatliche Niederschlagshöhe in mm	114	97	80	74	36	27	29	22	83	159	132	141	996
Mittl. Zahl d. Tage mit Niederschlag	12,4	11,7	12,1	10,4	6,8	5,0	3,4	2,8	7,5	12,0	14,8	14,5	113,4
Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag (mm)	40	41	39	31	22	17	11	9	25	39	49	46	31
Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag (mm)	9,2	8,3	6,6	7,1	5,2	5,4	8,5	8,0	11,0	13,2	8,9	9,6	8,8
Absolute Maximalhöhe d. Niederschläge (mm)	333	214	203	198	92	63	151	76	242	474	346	256	1437
Relative Feuchtigkeit (%)	68,5	67,9	67,4	67,8	63,3	66,5	63,0	62,9	66,7	72,0	70,7	71,7	67,5
Bewölkungsgrad (10 tellige Skala)	5,0	5,2	5,1	4,7	4,3	3,1	1,9	1,7	3,0	4,6	4,8	5,4	4,1
N	15,7	20,4	14,2	8,5	6,9	8,5	12,3	10,9	8,4	8,2	11,1	9,3	11,1
NE	13,5	4,3	3,7	2,0	2,4	1,3	4,5	6,1	3,4	1,9	4,5	6,2	4,5
E	9,2	7,4	7,3	6,0	3,0	2,0	1,7	4,4	6,6	1,3	4,0	5,2	4,8
SE	10,1	13,0	14,8	16,0	15,7	15,3	9,9	8,2	18,8	21,3	15,3	17,2	14,6
S	8,6	12,1	14,0	14,0	11,5	11,6	7,2	11,3	14,0	15,3	15,0	15,0	12,4
SW	6,4	7,1	3,4	4,7	3,4	2,9	2,8	4,4	2,7	3,7	5,3	5,1	4,7
W	7,7	14,0	13,1	15,4	14,8	12,4	8,4	8,6	8,4	11,4	13,5	13,1	11,7
NW	11,6	11,6	18,9	21,4	27,6	32,5	40,0	39,0	27,4	22,8	17,7	10,5	23,0
Windstille	17,8	10,2	10,5	11,8	14,6	10,9	9,0	11,2	12,9	15,5	19,8	18,1	13,5

Häufigkeit der Windrichtungen in % der Beobachtungszahl jedes Monats (Periode 1903—07)

Klimawerte von Casamicciola (Temperatur: 129 m, Niederschlag: 36m) 10-jährige Mittel

Mittlere Monatstemperatur	8,8	8,3	11,0	13,8	17,8	22,0	24,8	24,7	21,8	17,9	14,3	10,6	16,3
Mittlere tägliche Max. Temp.	10,7	10,5	13,4	16,7	21,2	25,9	28,7	28,4	25,0	20,6	16,3	12,4	19,2
Mittlere tägliche Min. Temp.	6,8	6,2	8,7	10,9	14,3	18,1	21,0	21,1	18,6	15,3	12,2	8,8	13,5
Mittlere Tagesschwankung d. Temp.	3,9	4,3	4,7	5,8	6,9	7,8	7,7	7,3	6,4	5,3	4,1	3,6	5,7
Mittl. monatliche Niederschlagshöhe	108	96	89	47	25	14	9	14	62	89	104	106	823
Mittl. Zahl d. Tage mit Niederschlag	10,4	10,5	9,8	6,3	4,4	2,2	1,2	1,4	4,4	7,1	12,4	10,9	81,0
Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag (mm)	34	37	32	21	15	7	4	5	15	23	41	35	22
Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag (mm)	10,3	9,1	9,1	7,5	5,7	6,4	7,5	10,0	14,2	12,5	13,2	9,6	10,2

Klimawerte von Forio (23 m) 10-jährige Mittel

Mittl. monatliche Niederschlagshöhe	82	77	54	31	19	11	14	9	11	44	61	118	102	642
Mittl. Zahl d. Tage mit Niederschlag { absolut	8,3	8,9	7,9	6,0	3,1	1,7	0,9	0,9	0,7	4,2	5,1	10,4	11,6	68,8
{ relativ	27	32	26	20	10	5	3	3	2	14	16	35	38	19
Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag (mm)	9,8	8,6	6,8	5,2	6,1	8,2	10,0	15,7	15,1	11,9	11,3	8,7	9,3	

fallen nur 7.8 % der Jahressumme der Niederschläge. Auch die mittlere Zahl der Niederschlagstage, absolut oder relativ gerechnet, die Relative Feuchtigkeit und der Bewölkungsgrad besitzen in diesen Monaten ihr Minimum im Jahresgang. Die Werte der absoluten Maximalhöhen der Niederschläge zeigen jedoch, dass auch anormale Jahre auftreten, in denen diese Regeln durchbrochen werden, da der Einfluss des Azorenhochs in ihnen nicht konstant ist. Wegen der durch die Wolkenarmut bedingten starken Einstrahlung sind die Sommer warm, infolge der ozeanischen Lage aber immerhin kühler als in gleicher Breite im Innern der Iberischen Halbinsel (Madrid August reduziert $28,2^{\circ}$). Die ozeanische Lage kommt im Sommer deshalb zu voller Auswirkung, weil dann infolge des nach E gerichteten Druckgefälles die Etesien aus NW-Richtung den Löwenanteil in der Verteilung der Windrichtungen besitzen (August 40.0%). Das gilt auch für die Höhen bis zu wenigstens 5000 m (36). Die Häufigkeit der Windstillen in dieser Jahreszeit ist dagegen gering. Ein maritimer Zug kommt ebenso in der Tatsache zum Ausdruck, dass in Porto d'Ischia erst der August der durchschnittlich wärmste Monat ist. Wie überall an den Küsten des westlichen Mittelmeeres ist auch die mittlere Tagesschwankung der Temperatur in den 3 Sommermonaten am grössten, da die Einstrahlung der langen Tage die Maximaltemperaturen dann im Mittel auf mehr als 28° hinauftreibt. Der Durchschnitt der jeweils höchsten Tagestemperaturen aller einzelner Jahre beträgt $33,2^{\circ}$, das absolute Maximum der Beobachtungszeit $36,3^{\circ}$. Auch diese Werte sind relativ niedrig.

Im Gegensatz zum Sommer bringt der *Herbst* die höchsten Niederschläge, nämlich 37,6% der Jahressumme. Wie im Ostsaum Spaniens und in Südfrankreich ist das die Folge der Wirkung des sich dann entwickelnden Westmediterranen Tiefs, das je nach der Lage seines Kerns auch Balearen- oder Genuatief genannt wird. Da dieses im Herbst vorwiegend westlich von Ischia entwickelt ist, fallen die Niederschläge dann oft bei den häufigen SE- und S-Winden. Diese können als Scirocco entwickelt sein, der auf dem langen Weg von Nordafrika bis 40° Br. Feuchtigkeit aufnimmt. Einmal innerhalb der Beobachtungszeit sind im Oktober 477 mm gefallen, d.h. fast die Hälfte des Jahresmittelwertes. Durchschnittlich regnet es an fast jedem zweiten Oktobertag, und die Ergiebigkeit jedes Niederschlagstages ist dann $2\frac{1}{2}$ mal so gross wie im Juni. Auch der Bewölkungsgrad ist im Herbst 2—3mal so gross wie im Sommer, und die Relative Feuchtigkeit erreicht ihr Maximum im Jahresgang. Die Monatstemperatur sinkt vom August zum November um 10° .

Die starke Niederschlagstätigkeit setzt sich im Winter fort, der 35,4% der Jahreshöhe bringt. Der Bewölkungsgrad erreicht dann sein Maximum.

Das Westmediterrane Tief liegt jetzt oft östlich von Ischia, oder zum wenigsten ist über der südlichen Adria ein Teiltief entwickelt, sodass kühle Nordwinde bis in grosse Höhen (36) vorherrschen. Ist es als Genuatief entwickelt, so fallen Aufgleitregen bei W- und SW-Winden (Wetterkarte vom 11.II.1938 in 36,S.M 16). Die durchschnittlichen Januartemperaturen würden niedriger liegen, wenn nicht die Häufigkeit der Windstillen bei Hochdrucklagen auch ruhige schöne Tage autochthonen Charakters mit sich brächte (Wetterkarte vom 9.II.1939 in 36,S.M 22). Mit $9,9^{\circ}$ Durchschnitt, $12,4^{\circ}$ mittlerem Maximum, $7,6^{\circ}$ mittlerem Minimum und nur $4,8^{\circ}$ Tagesschwankung ist der Januar in seinen Temperaturverhältnissen ausgesprochen subtropisch-maritim. Der Durchschnitt der jeweils niedrigsten Tagestemperaturen aller Jahre beträgt $+1,7^{\circ}$. Frost gehört in Porto d'Ischia zu den grössten Seltenheiten, und das Thermometer ist in der Beobachtungszeit nicht unter $-2,8^{\circ}$ gesunken. Die Jahresschwankung der mittleren Monatstemperatur beträgt $14,6^{\circ}$. Sie ist damit zwar wesentlich grösser als an der analog gelegenen Westküste Portugals, etwa auf den Berlenga-Inseln ($7,5^{\circ}$). Denn diese Schwankung nimmt im Mittelmeergebiet mit der Entfernung vom Atlantischen Ozean beträchtlich zu. Aber sie ist wesentlich kleiner als in den zentralen Teilen der Apennin-Halbinsel.

Der Frühling schliesslich ist die zweittrockenste Jahreszeit (19,1% der Jahressumme). Immerhin regnet es noch an mehr als einem Drittel der März- und Apriltage, und der Bewölkungsgrad ist noch stattlich. Aber die Niederschlagshöhe pro Niederschlagstag geht wegen der Erwärmung des Landes ihrem Minimum im Mai entgegen. Die Niederschlagsintensität ist also die geringste im Jahreslauf. Der Temperaturanstieg im Frühling vollzieht sich langsamer als der Abstieg im Herbst. Alles in allem besitzt auch der Frühling die Kennzeichen der ozeanischen Klimate. Der April 1954 allerdings, den wir auf Ischia erlebten, war dort ebenso anormal wie in Mitteleuropa. Unaufhörlich wiederholten sich Kaltlufteinbrüche aus hohen Breiten, die zunächst keinen Niederschlag brachten, dann aber jeweils mit schweren Gewittern bei stürmischen Westwinden einsetzten. Sie waren von dem über der südlichen Adria liegenden Westmediterranen Tief gesteuert. Mitunter, so besonders am 29. April, gingen ihnen von SW kommende, trockene Warmlufteinbrüche (Sirocco) voraus. Die durchschnittlichen täglichen Maximal- wie Minimaltemperaturen des April ($17,7^{\circ}$ bzw. $10,8^{\circ}$) wurden dabei kaum jemals erreicht, und am 21. April lag auf dem Nordhang des Epomeo Schnee bis 550 m herab. Die höheren Hänge des Vesuvs sowie der Apuanischen Alpen boten sich schon vom 16. April ab in weissem Kleid, und die Ischianer wurden nicht müde, uns immer wieder darauf aufmerksam zu machen.

Der Jahresniederschlagswert von Porto d'Ischia ist mit 996 mm stattlicher als der von Neapel, und es unterliegt keinem Zweifel, dass er in den grösseren Höhen weit mehr als 1000 mm beträgt. Ischia gehört daher trotz der starken Verdunstung in der Jahresbilanz unbedingt grösstenteils dem *Humiden Reich* an, d.h. die Niederschlagshöhe ist grösser als die Verdunstungshöhe. Dabei möchte ich allerdings der Angabe RITTMANN'S (6,S.94), dass der Jahresertrag sämtlicher Quellen Ischias nur 4.26% der Jahresniederschlagsmenge ausmache, kein wesentliches Gewicht beimessen. Denn einerseits fördern die Thermen neben vadosem auch juveniles Wasser, andererseits fliesst der Grossteil der Starkregen oberflächlich ab, ohne die Quellen zu speisen. In normalen Zeiten allerdings fallen die Bäche Ischias, die grösstenteils auf dem Höhenzug des Epomeo entspringen, durch die ausserordentliche Spärlichkeit ihrer Wasserführung auf.

3. Die spontane und subspontane Vegetation.

Die anormale Kälte des ersten Frühlings 1954 hatte zur Folge, dass die Blattentwicklung der sommergrünen Holzgewächse am Tage unserer Ankunft, dem 12. April, gleiche Arten verglichen, kaum weiter vorgeschritten war, als fast 900 km weiter nördlich in Stuttgart, das wir tags zuvor verlassen hatten. Nur die mediterranen Gewächse, die Genisteen, die Cistineen und die Baumheide, sowie viele Schmuckgewächse der Gärten kündeten durch ihre Blüte den Frühling an. Erst im Laufe unseres Aufenthaltes entfaltete sich das Grün der blattwerfenden Sträucher und Bäume, vor allem unter dem Einfluss der Regenfälle, und am 1. Mai prangten auch die sommergrünen Eichen (*Quercus pedunculata* u. *Q. Cerris*), die Weinberge und sogar die Kastaniengehölze unter dem Epomeo in ihren zarten, jungen Farben. Die Bestimmung der gesammelten Pflanzen verdanke ich Dr. K. JEREMIAS — Stuttgart, wertvolle ergänzende Mitteilungen über die Pflanzenformationen Dr. K. BUCHWALD — Tübingen.

Mit Ausnahme der Flächen der jeweils letzten Lavaergüsse oder Aschenregen, der Kliffs und der Strände dürfte ganz Ischia von Natur einen immergrünen Hartlaubwald getragen haben. Aber die wenigstens seit 4 Jahrtausenden existierende menschliche Einwirkung hat ihn grösstenteils vernichtet. Einen seit langer Zeit nicht anthropogen beeinflussten Hartlaubwald traf ich im Fondo d'Oglio, dem südlichen Rotarokrater. Er besteht vorwiegend aus der Steineiche (*Quercus Ilex*, von den Ischianern luscigna genannt). Ihre Stämme sind bis zu 10 m hoch. Akzessorisch findet sich der Erdbeerbaum (*Arbutus unedo*) und die Baumheide (*Erica arborea*). Als Sträu-

cher kommen der Spitzblättrige Mäusedorn (*Ruscus aculeatus*), *Daphne gnidium*, *Pistacia lentiscus* und andere immergrüne Elemente der Mittelmeerflora vor. Brombeersträucher machen diesen Wald fast undurchdringlich.

In der Nachbarschaft, so am Nordhang des Rotaro, sind dieselben Florenelemente als *Macchie* entwickelt. Zu ihnen gesellen sich hier noch die dunkelgelb blühende *Calycotome spinosa*, die sich im übrigen besonders gern an Wegrändern findet, mehrere *Cytisus*-Arten, so *C. monspessulanus*, der Salbeiblättrige Cistus (*Cistus salvifolius*), mit herrlichen 5-teiligen weissen Blütenrosetten, die Gemeine Myrte (*Myrtus communis*), der blau oder lila blühende fruchtende Gamander (*Teucrium fruticans*), die bis 1 m hohe gelb blühende Papilionacee *Spartium junceum*, *Euphorbia dendroides* u.a.

Am Westhang desselben Berges konnte ich die *Sukzessionsstadien der gleichen Macchie* nach ihrer Rodung beobachten. Alle 8 Jahre wird die Macchie abgehauen. Nur die Steineichen lässt man teilweise stehen. Sie entwickeln sich allmählich zu baumförmigen Ueberhaltern, die Bauholz liefern. Die Macchiensträucher werden in Bündeln getrocknet und für Heizzwecke verwendet. Im nächsten Frühjahr entwickeln sich zunächst der Adlerfarn sowie feuchtwüchsige Knollen- und Zwiebelgewächse, so das herrlich violettrot blühende Neapolitanische Alpenveilchen (*Cyclamen neapolitanum*) und Knoblaucharten (z.B. *Allium neapolitanum*). Von den immergrünen Macchienelementen kommt zuerst *Arbutus unedo* wieder auf, und zwar durch Stockausschläge. Die übrigen oben genannten Arten folgen, und auch hier entwickeln sich die Brombeerranken üppig. Die Macchie des benachbarten Bosco della Maddalena ist jetzt eingezäunt und zwecks Aufforstung zum Reservat der Forstbehörde erklärt worden.

Während die soeben geschilderten Macchien in 100—300 m Höhe wachsen, findet sich an dem Grat, der vom Epomeogipfel nach NW zieht, und im Monte Bastia (721 m, auf den Karten 19 u. 20 M. Bianchetto genannt) gipfelt, sowie an den übrigen Steilhängen des benachbarten Rione Falanga ein *weiteres Macchiengebiet*, diesesmal in 600—750 m Höhe. Wegen der Steilheit der Hänge und der Abgelegenheit findet hier keine Rodung statt. Da und dort nimmt daher auch diese Macchie Waldcharakter an. Auch in ihr ist die Steineiche führend. Immergrüne Begleitelemente sind *Arbutus unedo* und *Erica arborea*, sommergrüne die Edelkastanie, *Fraxinus ornus*, *Spartium junceum*, *Crataegus monogyna*, *Euphorbia Characias* u.a. Nach der Untersuchung durch BUCHWALD ist sie noch überraschend artenreich, obwohl der Winterschnee in der Umgebung des Epomeo so reichlich fällt, dass man ihn früher in noch heute erhaltenen, künstlich gegrabenen Vertiefungen sammelte, um ihn im Sommer zu verkaufen (37, S. 498)!

Die Kliffs tragen eine ganz schütterte Vegetation aus den Fremdlingen *Agave americana* und *Opuntia ficus indica*, dazu *Centranthus ruber*, *Capparis spinosa*, *Helichrysum italicum*, *Psoralea bituminosa*, *Artemisia alba*, *Melica ciliata*, *Ficus carica*, *Euphorbia dendroides* u.a. Die halophile Assoziation des Spülsaumes der Strände besteht aus *Crithmum maritimum*, *Cakile maritima*, *Salsola Kali*, *Plantago coronopifolius*, *Lotus creticus* sowie den Levkojen *Matthiola sinuata* und *M. incana*.

4. Die Kulturformationen.

Ischia ist seit wenigstens 2000 v.Chr. bewohnt. (10,13—15,37—39). Im 8. Jahrhundert v.Chr. entstand hier die erste Griechensiedlung Süditaliens, Pithecussai, nach der die Insel im Altertum genannt wurde. Die Griechen wurden durch den ersten Ausbruch des Rotaro vertrieben. Nach der Seeschlacht bei den Ponza-Inseln i.J. 474 v.Chr. ging Ischia in die Hand der Syrakusaner unter Hieron I. über. Aber auch diese verliessen die Insel schon um 400 v.Chr. wieder, wahrscheinlich unter dem Eindruck der furchtbaren Zara-Eruption. Machten doch nach den Forschungen von P. und G. BUCHNER die immer wiederholten Ausbrüche die Insel vom 7. Jhdt. v.Chr. bis um 300 n.Chr. zu einer wahren Hölle. Das dürfte der Hauptgrund dafür sein, dass die Römerzeit, die um 300 v.Chr. begann, nicht Spuren von grösseren Siedlungen, Villen und Bädern hinterlassen hat. Ischia war zur Römerzeit eine arme Bauern- und Fischerinsel. Auch seit dem Zusammenbruch des Weströmischen Reiches hat Ischia die wechselhaften politischen Schicksale des benachbarten Festlandes geteilt. Infolge seiner exponierten Lage wurde es viel häufiger als jenes durch kriegerrische Ueberfälle von Seefahrern heimgesucht. Von 813 n.Chr. ab plünderten die Sarazenen die Insel mehrfach. Zur Warnung vor solchen Überfällen waren über hohen Kliffs in früheren Jahrhunderten Wachttürme errichtet. Der topographische Name La Guardiola (Die Wächterin) existiert für solche Punkte heute noch dreimal (s. Abb. 1), und die ebenflächige Anhöhe dicht westlich von Casamicciola ist die Gran Sentinella (Grosse Schildwache), der in der Nachbarschaft eine Piccola Sentinella zur Seite steht. Auf der Halbinsel Zara findet sich ein »Sarazenenurm«. Die Insel von S. Angelo heisst noch heute »Torre«, der zweithöchste Gipfel des Campagnanorückens »Torrione«. Die Guardiole auf Ischia entsprechen den Atalayas auf der Iberischen Halbinsel (40). Von 1441 ab herrschten die aragonischen Könige.

Trotz kriegerrischer Ueberfälle, Vulkan- und Erdbebenkatastrophen ist das bäuerliche Leben auf der gequälten Insel immer erneut emporgeblüht.

Ischia ist heute sorgfältig angebaut. Die *P i n i e n h a i n e*, deren es mehrere auf der Insel gibt, sind erst in den letzten Jahrhunderten gepflanzt worden, und die Pinie spielt neben der Dattelpalme, dem Oleander und dem aus Australien stammenden *Eucalyptus globulus* auch sonst als Schmuckbaum eine grosse physiognomische Rolle. Im übrigen macht sich, was die nicht der Früchte wegen gepflanzten Bäume anbetrifft, eine Vorliebe der Bevölkerung für *s o m m e r g r ü n e G e w ä c h s e* bemerkbar. Als Chausseebaum dient häufig die Platane. In den Caven und auf den weniger steilen ihrer Hänge stehen Hainbuchen, Pappeln, Stieleichen und Haselnussträucher. Häufig klettert Efeu an ihnen oder den Felswänden empor.

9 Zehntel der Insel werden von Kulturland eingenommen. Dieses beherrscht vor allem die Gebiete der umgelagerten Epomeo-Schuttmassen im N, W und S, während das von den jüngsten vulkanischen Ablagerungen erfüllte Ostdrittel wegen der Durchlässigkeit und Steinigkeit seiner Böden mit Ausnahme der Arsosenke viel ärmer an Kulturf lächen ist. Nach der Art der Bodennutzung kann man 3 Höhenstufen unterscheiden: die untere und die obere Anbaustufe sowie die Stufe der Kastanienwälder.

Die *u n t e r e A n b a u s t u f e* ist rings um die Insel entwickelt. Auf der N-Seite reicht sie bis rd. 250 m, auf der W-Seite bis maximal 400 m und auf der S-Seite bis maximal 600 m empor. Alle bebaubaren Hänge sind in mühsamster Arbeit in *T e r r a s s e n* von 2—8 m Höhe aufgelöst. Diese sind mitunter nur wenige Meter breit und wenige Dekameter lang. Stützmauern aus Lava- oder Tuffblöcken führen von den einzelnen Terrassen zu den nächsttieferen hinab. Mauern schliessen die Grundstücke auch gegen das Geäder der Zugangs- und Durchgangswege ab. Die Tuffblöcke verwittern schneller als die Lavablöcke, und so geschieht es oft, dass die ersteren unter dem Gewicht der überlagernden Lavablöcke zerdrückt werden, und dass die Mauern einstürzen. Auch die Regengüsse richten an den Mauern und Terrassen immer wieder Verwüstungen an. Oft engen Blockhaufen, die durch den Einsturz der Mauern entstanden sind, die Wege ein, und das grüne Gehänge zeigt an den Stellen der neuesten Rutschungen und Schlipfe braungelbe Lücken. Nach den Regen des April 1954 erlebten wir es mehrfach, dass ganze Rebgestänge mit frisch ergrüntem Blättern an einem Terrassenabsatz frei in der Luft hingen. Die Instandhaltung der Terrassen macht den Bauern also ungeheure Mühe.

Die bei weitem meisten der Terrassen der unteren Anbaustufe sind mit *W e i n r e b e n* bepflanzt. Diese gedeihen auf den oberflächlich sehr durchlässigen, ja staubigen Böden ausgezeichnet, da sie das Wasser aus der Tiefe herausaugen, wozu sie häufig noch in Gräben gepflanzt werden. 58.3% der

Kulturfläche Ischias tragen Weinreben (41). Sie ranken sich an Spalieren empor, die bis zu 8 m Höhe besitzen. Die Stangen für sie liefern die Kastanienwälder. Die horizontalen Querverbindungen zwischen den Stangen sind oft aus Spanisch-Rohr (*Arundo donax*) hergestellt. Das Material für die Bindungen der Gestänge stellen die Korbweiden. Bei weitem der grösste Teil des Weines wird nach Norditalien ausgeführt.

Zwischen die Reihen der Rebgestänge werden im Frühjahr Pferdebohnen, Bohnen, Kartoffeln, Lupinen, Erbsen, Tomaten, Artischocken usw. gesetzt. Diese finden sich ausserdem isoliert in kleinen *Gemüsegärten*. Zur künstlichen Bewässerung dieser Gewächse sowie für Trinkzwecke wird bei vielen Grundstücken das Regenwasser in einer Zisterne aufgespeichert. Göpelwerke zum Schöpfen (norie) sind dagegen wegen des tiefen Grundwasserstandes sehr selten. Statt der Weinreben oder neben ihnen stehen *Fruchtbäume* auf den Terrassen. Grösserenteils sind auch sie sommergrün: Feigen, Pfirsiche, Quitten, Kirschen, Mandeln. Dazwischen finden sich auch immergrüne Fruchtbäume: Zitronen, Apfelsinen, Mandarinen, Japanische Mispeln, Johannisbrot. Aber wegen der Wasserarmut trifft man sie nicht wie in der Campagna in Fruchthainen. Solche werden nur von den der Sommertrockenheit von vornherein angepassten Oelbäumen gebildet.

Nach der herbstlichen Beendigung des Zwischenbaus zwischen den Reb- oder Baumreihen beginnt gegen den Winter zu auf den Terrassenflächen eine Invasion des gelb oder violett blühenden Unkrautes *Oxalis cernua*, das sich mit unglaublicher Schnelligkeit vegetativ vermehrt. Im beginnenden Frühjahr werden die Terrassen daher mit grossen Hacken bearbeitet, deren Blattflächen rd. 50 cm hoch und 25 cm breit sind.

Im Becken von Fontana geht an der in 500—600 m Höhe gelegenen Grenze des Weinbaus die untere unmittelbar in die o b e r e A n b a u s t u f e über. Dieselbe reicht nach W und N bis an den Fuss der steileren Hänge aus anstehendem Epomeotuff, d.h. bis maximal 750 m empor. Auch in ihr ist das Gelände in eine ununterbrochene Terrassenfolge aufgelöst. Fruchtbäume fehlen hier auf den Terrassen, sodass dieses Gebiet als einziges von Ischia offen wirkt. Die wichtigste Anbaufrucht ist der Winterweizen, z.T. mit Lupinen oder Bohnen im Zwischenbau. Das wichtigste Zwischenbaugewächs aber ist die Korbweide. Sie wird alljährlich zur Gewinnung der Ruten für die Korbflechterei und die Bindung der Rebgestänge bis auf einen Strunk von Handhöhe und Handbreite gestutzt, und im April sieht man nur diese Strunke in Reihen zwischen den aufgrünenden Weizenzeilen stehen. Die Korbweidenkultur ist hier noch in Ausdehnung begriffen, und diese erfolgt mit Hilfe von Stecklingen.

Die Stufe der Kastanienwälder findet sich in 250—700 m Höhe auf den W-, N-, und E-Hängen des Epomeozuges und greift nach NE vom Monte Trippodi bis zum Rand des Fondo Ferraro vor. Isolierte Kastaniengehölze existieren im N an steilen, dem Anbau unzugänglichen Gehängen aber auch noch in ganz geringer Höhe, so am Eingang der Cava Fontana bei Casamicciola. In einem N-S-Querschnitt, etwa in der Länge von Casamicciola, erscheint diese Stufe als mittlere. Denn nachdem man die untere Anbaustufe und die Kastanienwälder durchstiegen hat, erreicht man am asymmetrischen Epomeokamm die obere Anbaustufe.

Die Kastanienselven sind einartige Stangenwälder, aus denen die Bäume nach Erreichung eines Alters von 8—9 Jahren herausgeschlagen werden. Kahlhiebs finden sich nur an den seltenen Stellen fehlenden Gefälles. Die Bäume kommen durch Stockausschlag wieder hoch. Im Frühling vor der Blättentfaltung ist der grasige Boden vom Violetttrot des Alpenveilchens und dem Weiss der Blütenglocken des Knoblauchs durchwirkt. Ueberall trifft man in den Selven Stangendepots, von denen das Holz mit Hilfe von Maultieren auf den steilen Pfaden zu den Weinbauern befördert wird. Die Entschälung der Stangen erfolgt an Ort und Stelle im Walde. Die Rindenbündel, die man neben den Depots liegen sieht, wandern in die Gerbereien. Wie schon gesagt, werden die Stangen an erster Stelle für die Weinspalier gebraucht. Ausserdem werden aus ihnen Stiele für Haus- und Ackergeräte gefertigt. Trotz ihrer Jugend liefern die Bäume aber auch schon Früchte. Ausgewachsene Exemplare finden sich auf Ischia nur noch selten. Die Edelkastanie ist, wie oben angegeben, ein Element der vorwiegend immergrünen Höhenwälder Ischias gewesen. Die jetzigen einartigen Selven sind also ein Erzeugnis menschlicher Auslese.

5. Siedlung und Verkehr.

Die folgende Tabelle enthält nach den neuesten erreichbaren Veröffentlichungen (51—53), die ich dem Entgegenkommen des Statistischen Bundesamtes in Wiesbaden-Biebrich verdanke, die Flächen- und Bevölkerungswerte sowie die Prozente der Berufsverteilung in den 6 Gemeinden Ischias. Die Tabelle wird im weiteren an den entsprechenden Stellen ausgewertet.

Die kleine Insel besass somit bei der Zählung vom 4.XI.1951 31848 Einwohner. Das ergibt die wahrhaft ostasiatische Durchschnittsdichte von 688 E/qkm. 1931 betrug dieselbe 638 E/qkm. Das Wachstum in der Zwischenzeit stellt sich also auf 7,8%. Da die Bevölkerung Ischias sich gleich der ostasiatischen, wie die Tabelle zeigt, vorwiegend vom Landbau und Fischfang

Gemeinde	Fläche in ha	Bevölkerungszahl: Ortsan- säss. Bev. am 4.XI.1951		Von der berufstät. Bevölk. waren 1936 beschäftigt in %		
		absolut	Dichte E/qkm	Ackerbau u. Fischfang	Industrie u. Transport	Handel
Ischia	805	10.351	1.285	50,1	29,7	10,8
Casamicciola	560	4.468	798	34,1	36,6	18,1
Lacco Ameno	207	2.060	995	50,3	27,6	14,0
Forio	1.285	6.690	519	66,8	18,8	7,5
Serrara Fontana	669	2.286	340	82,3	8,7	3,6
Barano	1.107	5.993	540	70,8	14,9	9,3
Ganze Insel	4.633	31.848	688	59,4	22,8	9,7

ernährt, ist grosse Armut unvermeidbar, und der ungeheure Kinderreichtum, der dem Besucher auf Schritt und Tritt begegnet, lässt in dieser Hinsicht auch für die nächsten Dezennien trotz des ständig steigenden Fremdenverkehrs keine Änderung erwarten. ALGRANATI (41) berechnet für den Küstenring unter 100 m Höhe eine Dichte von nicht weniger als 1090 E/qkm (1931). Nach oben zu nimmt die Dichte mit Ausnahme des Beckens von Fontana stark ab.

In einem so bergigen, durchschluchteten und so intensiv terrassierten Gelände ist es natürlich von grossem Vorteil, wenn der Bauer unmittelbar auf seiner Scholle wohnt. Die untere Anbaustufe ist daher von Einzelhöfen und selteneren Weilern übersät. Die jungen Lavaergüsse sind siedlungsarm oder -leer. Die Einzelhöfe heissen Casa, die Weiler Case, und meist wird zur Unterscheidung der Familienname oder die Herkunft des ursprünglichen Besitzers hinzugesetzt, z.B. Casa Castaldi, Case Cesa, Casa Amalfitano, Casa Capuano. Die Herkunftsbezeichnungen sind im Südwesten der Insel am häufigsten (37, S.359). Mitunter nehmen diese Zusätze auch auf geographische Umstände Bezug, so Casa Montagna Caduta (=Bergsturzhof), Casa Mezza Via (=Halbweghof), Casamonte (=Berghof), Casa Fango (Schlammbhof). Die Casanamen sind auch erhalten geblieben, wenn aus dem Einzelhof eine grössere Siedlung wurde. So bedeutet Casamicciola wörtlich Haus der kleinen Eselin, führt sich aber wahrscheinlich seinerseits auf einen Besitzernamen zurück.

In der Lage der grossen Siedlungen besteht ein fundamentaler Unterschied zwischen der Nord- und der Südhälfte der Insel. In der letzteren existiert nur eine einzige Küstensiedlung, S. Angelo, und die Dörfer liegen mehr oder weniger hoch im Inneren. Sie reichen hier bis über 450 m empor (Fontana). In der Nordhälfte aber zieht sich heute an der Küste von Ponte d'Ischia im E bis S. Restituta im NW eine fast ununterbrochene Siedlungskette hin, die sich unmittelbar hinter den Laven der Zara-Eruption bis zur Stadt Forio fortsetzt. Die Ausgrabungen von Vater und Sohn BUCHNER haben

gezeigt, dass diese Bevorzugung der Nordküste bis in die vorgriechische Zeit zurückreicht. Sind doch die Küstensiedlungen seit alters nicht nur Bauern-, sondern gleichzeitig auch Fischerdörfer, und die Südhälfte macht, von S. Ángelo abgesehen, die Anlage von Fischereihäfen unmöglich, da sie fast überall hohe Kliffküsten besitzt, die dem starken Wellengang der Aussen-seite ausgesetzt sind. Auf der Nordseite dagegen sind die von jungen Laven gebildeten Vorsprünge durch Flachküsten miteinander verbunden, und hier wirken sich auch die vom nahen Festland einströmenden wirtschaftlichen Impulse viel stärker aus, vor allem seit der Einrichtung regelmässiger Schiffsverbindungen mit Neapel und seit dem Aufblühen des Fremdenverkehrs.

In der Südhälfte haben sich daher auch die alten *F o r m e n d e r B a u e r n h ä u s e r* viel stärker erhalten. Das Bauernhaus ist hier ein würfel- oder kastenförmiges Plattendachhaus orientalischer Herkunft. Diese Hausform, die auf der Iberischen Halbinsel nur im äussersten Süden, wo die Mauren-herrschaft 5—8 Jahrhunderte gedauert hat, existiert (*«azotea»*), findet sich hier also als durchgängiger Typ in fast 41° Breite. Diese aus Stein errichteten Häuser sind aussen mit einer zementartigen grauen Masse verputzt, und die gleiche Masse deckt auch das mitunter von einer Brüstung umschlossene Dach. Auf diesem wird sie beim Bauen mit grosser Mühe festgestampft, um das Eindringen des Regens zu vermeiden. Ueber das Dach ragt exzentrisch bis zu 1 m ein ebenso grauer Kamin empor. Die Austrittsöffnungen für den Rauch sind wie bei den iberischen Kaminen mitunter seitlich angebracht. Diese Häuser sind meist zweistöckig, und dann führt auf der Aussenseite eine von einem Bogen getragene Steintreppe zum oberen Stockwerk, das die Wohnräume enthält. In den Dörfern besitzen sie auf der Strassenseite oft von Bogen überspannte Loggien. Auch die Städte werden von dieser Hausform mit gewissen Abwandlungen beherrscht. Meistens handelt es sich um Einheitshäuser, die auch die Wirtschaftsräume bergen. Die Weinkeller sind unter ihnen in das anstehende Gestein gegraben. Selbst das Kelterbecken, in dem die Trauben ausgetreten werden, befindet sich innerhalb des Hauses. Die schönsten dieser Häuser sahen wir in der Via Duca degli Abruzzi zu Fiajano, und die Gesamtheit der grauen Würfelhäuser ist nirgends wirksamer als bei dem Weiler Ciglio in der grossen Schleife der Strasse Panza-Serrara. Wenn man sich das düstere Grau des Zements durch das Weiss eines Kalkanstrichs ersetzt denkt, so könnte dieser Weiler ebensogut in der Alpujarra am Südfuss der spanischen Sierra Nevada stehen, wo im Gegensatz zu Ischia kalkige Gesteine nahe sind. Aber auch auf Ischia nimmt die Gewohnheit zu, diese Häuser zum Schutz gegen die Erwärmung weiss zu streichen. Selbst neueste Häuser der Südhälfte Ischias repräsentieren noch diesen Typ, nur

sind sie aussen rosa, gelb oder braun getüncht. Sogar die Kirchen der Südhälfte tragen keine Giebeldächer mit römischen Ziegeln, sondern enden in einer Kuppelreihe, die mit glasierten Kacheln nach Art der iberischen Azulejos gedeckt ist. Die alte Wallfahrtskirche von S.M. del Monte mit ihrem quadratischen Grundriss und der halbkugelförmigen Zementkuppel gleicht einer kleinen Moschee. Auch bei Profanbauten treten statt der Plattdächer da und dort flache Kuppeln auf. Diese Hausformen wiederholen sich auf Capri, dem süditalienischen Festland, insbesondere Apulien, und in Sizilien und dürften von dorthier stammen (42, S. 180—98). Die Sarazenenüberfälle selbst haben auf Ischia keinerlei positive Wirkung entfaltet.

Die Anlegung von *V e r k e h r s w e g e n* auf einer dem Meer so schroff entragenden und im Innern so bergigen Insel hat natürlich mit grossen Schwierigkeiten zu kämpfen. Ein Teil des Inneren ist auch heute noch nur auf Maultierwegen zugänglich, die in die Massen von weichem Epomeoschutt durch die Regenfluten von Jahrhunderten mitunter 5—10 m eingetieft sind und Steilaufstiege durch Pflaster- oder Treppenstrecken überwinden.

Bei dieser Lage ist die Vollendung der 34 km langen *I n s e l r u n d - s t r a s s e* eine grosse Leistung gewesen. Auf der Nordseite ist sie als 1926 fertiggestellte Küstenstrasse entwickelt. Auf ihr spielt sich heute ein lebhafter Verkehr mit Motorfahrzeugen, insbesondere auch den in Italien erfundenen Motorrollern, sowie den noch sehr beliebten farbenfreudigen einspännigen Kutschen ab. Auf der Südseite waren die technischen Schwierigkeiten noch grösser. Von Panza aus übersteigt die Strasse in grossen Kehren den Südausläufer des Epomeozuges, um bei Serrara in das Becken von Fontana einzutreten. In ihm umgeht die Strasse die tiefsten Teile der Cave in einem grossen Nordbogen, der bis nach Fontana hinaufführt und quert diese Einschnitte jeweils am unteren Ende der Flachstrecken, wo der Höhenunterschied zwischen Schluchtssole und Beckenoberfläche am geringsten ist. Von Barano an benutzt sie die Arso-Senke als bequeme Leitlinie. Auf diesem Südteil ist der Verkehr viel schwächer. Neben den Kurswagen der Autobuslinie sieht man hier viele zweirädrige hohe Karren, die von schön beschirrten Maultieren gezogen werden, mit den länglichen kleinen Weinfässern.

Ischia steht jetzt täglich, im Sommerhalbjahr mehrfach in *D a m p f e r - v e r b i n d u n g* mit Pozzuóli und Neapel. Die Schiffe laufen die kleinen Häfen der Nordküste an und fahren teilweise bis Forio. Auf diese Weise hat sich der *F r e m d e n v e r k e h r* entwickeln können, der wirtschaftlich für die Siedlungskette der Nordseite und für S. Angelo von grosser Bedeutung ist, wenn er auch glücklicherweise nicht die Ausmasse, ja Übersteigerungen Capris beseitzt. Seine Anfänge reichen in die Zeiten des jungen HAECKEL,

IBSENS, HEGELS, LUDWIGS I. VON BAYERN, WILHELM VON HUMBOLDTS, des Grafen F. L. ZU STOLBERG, ja HERDERS (1789) zurück. Wird er doch nicht nur durch die Heilquellen und die aesthetischen Reize der Insel selbst ange- lockt, sondern auch durch den bedeutenden landschaftlichen Grossrahmen des Eilandes, den Golf von Neapel mit der klassischen Vulkansilhouette des Vesuvs und dem ständig aus- und einflutenden Fern- und Überseeverkehr.

Der F i s c h f a n g wird wegen der Mittellosigkeit der Bevölkerung nur mit Barken von durchschnittlich 2 t betrieben und leidet darunter, dass allein Porto d'Ischia sicheren Schutz bietet. Ausserdem sind die Gewässer um die Insel stark überfischt. Immerhin sieht man an vielen Stellen unter Land die Korkreihen der Stellnetze, und nachts spannen die Hecklaternen der Barken einen Lichterbogen über See. Lacco Ameno verfügt über eine von der Gemeinde unterhaltene Thunfischstation. Im übrigen werden Sardinien, Sardellen, Makrelen, Meerbrassen, Seearben, Zwergdorsche, Muränen, Lampreten und Tintenfische gefangen. Der Jahresertrag liegt bei nur 1200t (1953: 1162 t).

III. Die Einzelräume

Die morphologische Uebersicht hat zu einer Gliederung Ischias in Einzelräume geführt. Im folgenden sollen diese kurz als individuelle geographische Räume in der Gesamtheit ihres länderkundlichen Inhalts umrissen werden.



Abb. 2. San Angelo von NW. Quellkuppe der Insel Torre di S. Angelo. Eine Nehrung verbindet dieselbe mit dem Kliff der Hauptinsel. An ihrem linken Ende die weissen Plattdachhäuser von S. Angelo.

Unter Bezugnahme auf eine kürzlich veröffentlichte methodische Studie (43) sei betont, dass es sich hier nicht um »Landschaftstypen« handelt, wie KANTER solche individuellen Einzelräume nennt (16,S.414). Ihre Grenzen sind auf der beigegebenen Skizze eingetragen. Die Durchschnittsgrösse jedes der 9 Einzelräume beträgt nur 5.1 qkm.

1. Der Höhenzug des Epomeo.

Die innere Grenze des sichelförmig gekrümmten Epomeorückens ist durch die Grenze des Epomeotuffes gegeben, an der das Becken von Fontana beginnt. Nach aussen zu rechne ich ihn bis zur unteren Grenze der Kastanienwälder, schliesse also die Montagna Nuova, den nordwestlichen Eckpfeiler, ein. Im S rechne ich die Verlängerung des eigentlichen Epomeozuges hinzu, die,

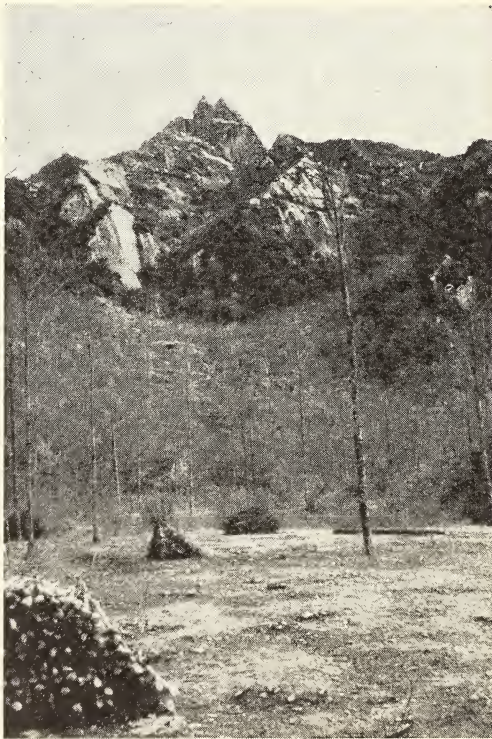


Abb. 3. Epomeogipfel (789 m) aus dem Rione Falanga (550 m) gesehen. Vorn ebene Fläche des Rione. Kastanienstangenholz noch kahl. Depots von Stangenholz und Zweigen. Hinten helle Steilwände aus Epomeotuff, z.T. mit dunkler Steineichenmacchie schütter bedeckt.



Abb. 4. Obere Anbaustufe vom Südhang des Epomeogipfels. Hinten Pietra dell' Acqua (721 m). Reihen von Korbweidenstümpfen auf den Feldterrassen.

vermutlich ebenfalls tektonisch bedingt, von Serrara (366 m) in grandiosem Abstieg herabzieht und in der phonolithischen Quellkuppe der Torre di S. Angelo (106 m) endet. Diese ist mit dem Festland durch eine kurze Nehrung verbunden, die den kleinen Hafen des Fischer- und Badeortes S. Angelo notdürftig schützt. (Abb. 2.)

Wegen der tektonisch bedingten Asymmetrie des Epomeozuges ist die Abtragungsinintensität auf der steilen Aussenseite viel stärker als auf der sanfter geböschten Innenseite. Infolgedessen rückt der Kamm allmählich nach innen. An manchen Stellen, so am Colle Jetto und an dem Pass zwischen Epomeo und Pietra del Cantariello (704 m), hat er schon den Rand des Beckens von Fontana und damit die obere Grenze der Epomeoschuttmassen erreicht, sodass an diesen Stellen der Höhenzug nur aus der Aussenabdachung besteht. Die Abtragung der Aussenseite ist entlang den spitzwinklig nach unten zusammenstrebenden Rufen so stark, dass sich keinerlei Vegetation halten kann. Zwischen diesen nach unten zu spitzen, kahlen, gelben oder weissen Dreiecken ziehen macchienbedeckte, nach oben zugespitzte grüne Dreiecke zum Kamm empor. Eingekelemmte Riesenblöcke aus Epomeotuff zeugen in den Rufen und den benachbarten vegetationsbedeckten Schluchten von der Intensität der Abtragung. In den kahlen Dreiecken und im Kamm selbst sind Formen entwickelt, wie sie in ungeschichteten, von Klüften oder Verwerfungen durchsetzten Gesteinen, einerlei

ob sedimentärer oder tiefenvulkanischer Entstehung, in wechselfeuchten Klimaten häufig sind (44). Im Kamm und auf den Rippen zwischen den Rufen sind spitze Kegel und wölbige Panzer entwickelt, die einer oberflächenparallelen Abschuppung unterliegen. Da und dort erzeugt die selektive Abtragung so phantastische Formen wie den 8 m hohen, gekrümmten Finger über den in den Felsen gegrabenen Räumen des Epomeogipfels. Diese Formenwelt erinnert stark an den aus einem ungeschichteten oligozänen Konglomerat aufgebauten Montserrat in Katalonien (45). Die in Staffeln abgesunkene Aussenseite des Epomeo besitzt entlang den Verwerfungen ebenflächige Steilabstürze (6,S.1—5), die von der Abspülung und Rufenbildung nicht erfasst werden können. Sie zeigen eine winderzeugte Wabenstruktur wie der pfälzische Buntsandstein. Die gleiche Struktur besitzen die senkrechten Seiten der haushohen Sturzblöcke unter diesen Steilwänden.

Zwischen dem Epomeogipfel und der Montagna Nuova ist ein kreisrunder Kessel mit ebenem, stangenholzbedecktem Boden eingesenkt, der Rione Falanga. Dieser wird gegen SE von den Steilhängen des Epomeo und gegen SW von dem zackigen Seitengrat begrenzt, der von der Pietra dell'Acqua (721 m) ausgeht. Der Aussenrand des Kessels ist viel niedriger (Pietra Perciata 550 m). Es handelt sich um eine Einsturzkaldera, die nach P. BUCHNER (10,S.55) wahrscheinlich durch eine von Plinius geschilderte, mit Feuererscheinungen verbundene Explosion entstanden ist. Der Name Falanga (Abgrund) ist griechisch. Durch diese Explosion oder durch Erdbeben sind riesige Blöcke aus Epomeotuff am N- und W-Hang des Epomeorückens abwärts gestürzt worden. Einer von ihnen liegt, von der Brandung unterhöhlt, im Meer beim Landungssteg von Lacco Ameno. Er heisst nach seiner Form Il Fungo (Der Pilz).

Die Riesentuffblöcke am Nord- und Westhang des Epomeo sind vom Menschen oft ausgehöhlt und als Wohnstätten benutzt worden (8). In den unteren Teilen der Stangenholzstufe sieht man nicht selten aufgelassene Terrassen, ja Ackerfurchen, die eine Verkleinerung der unteren Anbaustufe zu Gunsten der Stangenholzstufe verraten. Einst wurde in diesen Höhen von rd. 500 m, wie jetzt noch in der gleichen Höhe der Südseite, sogar Weinbau betrieben, wie ein von P. BUCHNER entdecktes, in einen Tuffblock gegrabenes Küferbecken beweist. Heute dienen diese *Felsenhäuser* den Stangenholzarbeitern als Unterschlupf. In der Schlucht, die vom Rione Cratica zum Sattel zwischen Epomeo und Bastia hinaufzieht, traf ich ein solches Felsenhaus intakt, von einer rot gestrichenen Tür verschlossen. Am Westhang des Epomeorückens, an dem die Blöcke bis weit in die jetzigen Weinbergterrassen hinunter gestürzt sind, trifft man auch heute noch bewohnte Felsenhäuser. Manchmal ist ihnen ein gebautes Stockwerk aufgesetzt. (Abb. 3.)

2. Die Nordflanke.

Die tektonische S t u f u n g, die der Nordabfall des Epomeorückens besitzt, setzt sich in die Nordflanke hinein fort. Etwa 1 km von der Küste werden die Böschungen gering, und es schalten sich ebene Flächen ein, von denen es nochmals steil zum Strand hinabgeht. Es liegt nahe, in ihnen Abrasionsterrassen zu vermuten. Die Einzelzüge dieses Abfalls sind durch die Bergstürze und Rutschungen im Epomeoschutt erzeugt. Bei dem Erdbeben von 1883 ging von der Roccia della Frana (412 m) ein riesiger Bergsturz, die Frana del Caduto, in die Wurzel der Cava del Mónaco hinab, und am 24. Oktober 1910, einem Tage mit entsetzlichen Wolkenbrüchen, die in der Nordflanke grosse Verheerungen anrichteten, folgte ein zweiter. In Majo sieht man heute noch einen Teil der Ruinen von 1881, die jetzt als Ställe oder Weinkeller dienen.

Die beigegebene K l i m a tabelle enthält auch die Temperatur- und Niederschlagsdaten von Casamicciola (46,47). Ich beschränke mich hier auf einen Vergleich der Stationen Casamicciola und Porto d'Ischia. Die meisten Monate sind in Casamicciola etwas kühler, Juli und August dagegen etwas wärmer, sodass die mittlere Jahresschwankung 16.5° gegenüber 14.6° beträgt. Die mittlere Tagesschwankung ist in Casamicciola in allen Monaten noch kleiner. Die Jahresniederschlagshöhe ist hier wesentlich geringer, und auch die Monatswerte liegen in allen Monaten mit Ausnahme des März und Oktober niedriger. Das sommerliche Minimum des Niederschlagsgangs ist in Casamicciola noch ausgeprägter. Vier Monate unterschreiten den kritischen Wert von 30 mm, und zwar grösserenteils sehr erheblich. Die Schwierigkeiten der Wasserbeschaffung für den Anbau im Hochsommer sind also gesteigert. Besonders gross sind die Niederschlagsunterschiede gegenüber Porto im Herbst, da Casamicciola für die SE- und S—Winde stärker im L e e liegt. Aber die Niederschlagsintensität ist in Casamicciola wesentlich grösser. Das deutet auf eine vermehrte Erosionsfähigkeit zur Zeit der Wolkenbrüche.

Infolgedessen haben sich in das oben geschilderte bewegte Relief die C a v e eingeschnitten. Sie bilden hier auf der Nordseite fast nur enge Schluchten, deren Hänge schütter übergrünt sind. Meist folgen sie leicht geschlängelt der Hauptabdachung nach N. Aber die östlichste von ihnen, die Cava del Puzzillo, ist durch die Ausbrüche des Rotaro nach W abgelenkt worden. Auf diese Weise konvergieren 3 Cave zu einem kurzen, spitzwinklig zur Küste stehenden Stück, der Cava Ombrasco. In ihr liegt in 600 m Entfernung vom Strand das T h e r m a l b e c k e n v o n C a s a m i c c i o l a (29,30,48,6).

Die genannten Caven schneiden hier auf der Südseite des Tales den undurchlässigen, anstehenden Tuffit an, der das Liegende der umgelagerten Tuffmassen bildet. Auf diesem Quellhorizont liegen die Austritte der Thermalwässer. Zur Zeit von JASOLINO (31) existierten im Thermalbecken von Casamicciola 14 Heissquellen, Ende des 19. Jahrhunderts 21, jetzt 16. Sie besitzen 53—85°C. Die ergiebigste ist der Gurgitello, eine Natriumkarbonatquelle mit Calcium- und Magnesiumkarbonat sowie Koch- und Glaubersalz. Die Thermalwässer werden in die dicht benachbarten Badeanlagen geleitet, die sich um die Piazza dei Bagni verteilen. In einer der genannten Caven, der Cava Fontana, sind entlang den den Tuff durchsetzenden Verwerfungen in die Steilhänge Stollen getrieben, in denen sich das Thermalwasser sammelt. Aus dem von ihm durchsetzten Tuff wird hier der heisse Schlamm gewonnen, der in dickwandigen Karren für die Fangopackungen in die Bäder gefahren wird.

Am nördlichen Hang des Ombrascotales liegt der eine Hauptteil von Casamicciola. Der zweite, die Marina, drängt sich auf einem schmalen Anschwemmungstreifen entlang der Küstenstrasse. Er ist das Zentrum des Verkehrs und des Handels. Beide Teile sind durch ein locker bebautes Viertel aus Hotels, Villen und öffentlichen Gebäuden miteinander verbunden. Die in frühhistorischen Zeiten blühende Terracotta-Industrie Ischias, die die Tone der gehobenen Strände verwendet, ist bis auf einen einzigen Betrieb in Casamicciola eingegangen. Das zweite Zentrum der Nordflanke ist Lacco Ameno. Unter den Thermen seines Vorortes S. Restituta befindet sich die Sorgente greca, eine der am stärksten radioaktiven Quellen der Erde, die in einem soeben fertiggestellten eleganten Badehaus genutzt wird.

Nirgends auf Ischia ist die bebaute Fläche ausgedehnter als in der Gemeinde Casamicciola, die den grössten Teil der Nordflanke einschliesslich des Nordabfalls des Epomeo umfasst. Nur 4% des Bodens in ihr sind Ödland (41). Weinreben unten und Stangenholz oben sind die überragenden Nutzungsarten. Gartenbau dagegen ist wegen der Trockenheit des Bodens und wegen des Wassermangels wenig entwickelt. Die überdurchschnittlichen Bevölkerungsdichten und Prozente der in der Industrie Beschäftigten in den Gemeinden Casamicciola und Lacco Ameno (s. Tabelle) erklären sich durch den Fremdenverkehr.

3. Das Becken von Fontana.

Im Norden 2 $\frac{1}{2}$ km breit verengt sich das Becken von Fontana durch die es begrenzenden Höhenzüge gegen S auf 1 $\frac{1}{2}$ km. Das ganze Becken besteht aus umgelagertem Epomeotuff in grosser Mächtigkeit, die auch

von den tiefsten Schluchten nicht durchteuft wird, und das P h ä n o m e n d e r C a v e kommt daher hier zu seiner grossartigsten Entwicklung. Entsprechend der Verengung des Beckens konvergieren die Cave nach S auf die Marina dei Maronti. In ihren obersten Teilen sind sie noch verhältnismässig seicht, und bei der im allgemeinen spärlichen Wasserführung ihrer Rinnsale führen oft Wege durch sie von den Ortschaften zu den höheren Feldterrassen. Im mittleren Abschnitt aber verbreitern sich ihre Einschnitte bis auf 180 m (Cava Pagliarito) und sind um etwa gleiche Beträge in die Beckenfläche eingetieft. Im äussersten Süden, im Bereich der Konvergenz, verengen sie sich wieder. Offenbar wegen dieses gänzlich verschiedenen Charakters besitzen die einzelnen Stücke ein und derselben Furche verschiedene Namen. Am Fuss der Montagna Bianca (786 m) des Epomeozuges setzt die Cava Curtodonna ein. Die gleiche Cava heisst unterhalb von Fontana: Bosco, weiterhin in ihrem am stärksten eingetieften engen Stück: Funnina und schliesslich in ihrem untersten Teil: dell'Acquara (s. Abb. 1).

Der Anbau beschränkt sich im allgemeinen auf die in Riedel aufgelöste Beckenfläche über den Cave, und deren Sohlen tragen nur da und dort Gruppen von Pappeln, Hainbuchen oder Haselnussträuchern. Ihre steilen Wände unterliegen einer ständigen A b t r a g u n g durch Bergstürze und Rutschungen, die gelegentlich seichte Seen aufstauen. In den standfesteren Teilen der Cavawandungen sind durch die niederprasselnden Regen E r d p y r a m i d e n f e l d e r herausgeschnitten worden. In solche standfesten Wandungen haben die Bauern G e m ä c h e r gegraben, die als Wohnungen, Weinkeller, Gerätekammern oder Ställe dienen. Am heissen Strand der Marina dei Maronti und innerhalb der Cave bei den Heissquellen Olmitello und Cava Scura werden solche Gemächer als Badekabinen und Gaststätten für die Fremden von S. Angelo benutzt. Sehr viele dieser Einzelzüge: die Schluchten mit den steilen Hängen, die Bergstürze und Schlipfe, die Hohlwege, die Höhlenwohnungen, die unbewässerten Anbauterrassen erinnern an das Lössgebiet Nordwestchinas. Denn der umgelagerte Epomeotuff besitzt petrographische Eigenschaften, die denen des Löss nahestehen, und auch die Rolle der Starkregen ist in beiden Gebieten ähnlich. (Abb. 4).

Die günstige Exposition und die Beckenform machen den Raum von Fontana zu dem w ä r m s t e n d e r I n s e l. Die Apfelsinenbäume reichen daher bis nach Fontana (450 m) hinauf, während ihre obere Grenze in der Nordflanke bei 250 m liegt, und Weinfelder mit Pfirsichbäumen finden sich, wie schon gesagt, bis 600 m. Die o b e r e A n b a u s t u f e ist nur in diesem Raum entwickelt. In ihrem Bereich fehlen selbst die Einzelsiedlungen. Diese sind überhaupt im Becken von Fontana weniger zahlreich als in der Nord-

und der Westflanke. Die Bevölkerung konzentriert sich stärker in Weilern und in Dörfern, in denen sich die oben geschilderten würfelförmigen Häuser drängen. Das Weizenstroh dient in steigendem Masse der Flechtereier von Strohhiiten und Körbchen. Wie die Bevölkerungstabelle zeigt, besitzt die Gemeinde Serrara-Fontana unter den ischianischen Gemeinden den höchsten Anteil an Ackerbau treibender Bevölkerung (82,3%) und damit die niedrigste Bevölkerungsdichte (340 E/qkm). Diese beiden Zahlen offenbaren den fundamentalen demographischen Gegensatz gegenüber der Gemeinde Casamiciola, in der die Zahl der in der Industrie Beschäftigten sogar grösser ist als die der im Ackerbau Tätigen. Alle diese Züge belegen den in anthropogeographischem Sinn altertümlichen Charakter des Beckens von Fontana.

4. Die Westflanke

Die Westflanke bildet den morphologisch am einfachsten gebauten Raum. Nördlich wie südlich von Forio dehnt sich eine weite, leicht hügelige, ja z. T. ebene Fläche von 15—60 m Höhe, die mit einem niedrigen Kliff an das Meer grenzt. Von ihr hebt sich das Gelände gegen E und dringt in mehreren Buchten in den steilen Westabfall des Epomeozuges vor. Am inneren Rand einer dieser Buchten findet sich in einem völlig zersetzten Trachyt das am stärksten tätige Fumarolenfeld Ischias, das der Casa Bellomo. »An steilem Hang treten hier über 100 Fumarolen teilweise mit lautem Zischen zutage. Sie fördern H_2S und setzen Schwefel ab« (RITTMANN, S.86). Nach S zu steigt das hügelige Gelände bis auf 150 m und erstreckt sich zwischen dem Epomeozug und dem Imperatoreblock bis zu dem niedrigen Kliff von Succivo durch.

Diese für ischianische Verhältnisse grosse Fläche wird bis nach Panza hin fast ausschliesslich von umgelagertem Epomeotuff gebildet. Caven fehlen bis dahin. Sie treten erst südöstlich von Panza wieder auf, und zwar in einem jüngeren, beigefarbenen Tuff, dem von Serrara. In diese Cave ist von den Hängen des Epomeozuges umgelagerter Epomeotuff eingeschwenkt. Er verkleidet, seinerseits zerschnitten, mit hellgrauer Farbe die unteren Teile der gelben Schluchtwände und bildet auch hier Erdpyramiden. In der Klimatabelle sind auch die Niederschlagswerte von Forio enthalten (47). Sämtliche Monatswerte der Niederschlagshöhen liegen, vermutlich wegen der schon für Casamiciola betonten Leelage, beträchtlich unter denen von Porto d'Ischia, sodass die Jahressumme nur Zweidrittel von der Portos beträgt. Die sommerliche Trockenzeit ist noch ausgeprägter als in Casa-

micciola. Auch hier dauert sie 4 Monate. Dementsprechend ist auch die Zahl der Niederschlagstage bedeutend kleiner als in Porto.

Trotz dieser Niederschlagsarmut machen Relief und Bodengunst die Westflanke zu dem ertragreichsten Einzelraum Ischias. 68.8% der Kulturfäche der Gemeinde Forio tragen Reben, deren Trauben speziell der Wermutbereitung dienen (41). Den Mittelpunkt dieses Weinbaugebietes bildet die einst der Piraterie am meisten ausgesetzte Stadt: Forio, die Stadt der 7 Türme. Es ist zusammen mit dem in Rechteckblöcken gebauten Tironi die grösste Siedlung Ischias, zugleich der einzige Fischerei- und Verkehrshafen der Westküste. Die Bodenergiebigkeit der Nachbarschaft und der eigene bäuerliche Fleiss verleiht der im Kern aus enggedrängten, schmalen Häusern bestehenden Stadt eine gewisse Wohlhabenheit. Diese äussert sich in der Zahl von fast 20 Kirchen, von denen eine, die strahlend weisse Fischerkapelle der Punta del Soccorso, auf einer ins Meer hinaus vorgeschobenen Bergsturzmasse aus Epomeoschutt steht, und in der noch grösseren Zahl alter, dem spanischen Patiohaus nachgebildeter Paläste.

5. Der Raum von Zara.

Die nur 2 qkm grosse Nordwestecke von Ischia ist ein Kleinraum von ausgeprägter Eigenart. Wir betreten hier das erste Mal bei der Betrachtung der Einzelräume in vulkanologischem und geomorphologischem Sinn die Peripherie Ischias, und dieser gehören auch die 4 restlichen Räume an. Wir treffen hier auf 2 Lavamassen, die des Monte Vico im NE und des Rione Zara im SW. Sie sind durch den Talstrunk und die anschliessende Bucht von S. Montano voneinander getrennt. Der Monte Vico (116 m) bildet eine an Ort und Stelle entstandene Phonolithkuppe mit Tuffbedeckung und ist die Stätte des alten Pithecussai, also der griechischen Kolonisation des 8./7. Jahrh.v.Chr. Die viel grössere Trachytmasse des Rione Zara, die nach RITTMANN'S Schätzung (S.14) weit über 100 Mill.cbm misst, besitzt eine sehr unregelmässige Oberfläche mit steilen Kuppen, die bis zu 125 m aufsteigen, und ringsum geschlossenen Wannen, deren grösste und tiefste die Inselrundstrasse zwischen S. Restituta und Forio als Durchlass benutzt. Diese Formen sind primäre Folgen der Ereignisse des Ausbruchs, der nach P. BUCHNER (10,S.53f.) um das Jahr 400 v.Chr. erfolgte und die Syrakusaner vom benachbarten Monte Vico vertrieb.

Die Talung von S. Montano ist reich angebaut. Der Sandstrand, der sie abschliesst, enthält an seinem NE-Ende eine Stelle, an der eine Fumarole das Seewasser erhitzt, sodass die Badegäste in steigendem Mass hierher ge-

zogen werden. An den landseitigen Hängen des Monte Vico wächst ausser einigen Oelbäumen eine häufig abgehauene Macchie aus dem prächtig gelb blühenden Besenginster (*Sarothamnus scoparius* var. *maritimus*), *Calycotome spinosa* und *Euphorbia dendroides*, am seewärtigen Kliff gedeihen die Opuntien üppig. Der auf dem Zaratrachyt stehende Park des Schlosses Villa Mezza Torre unfern der Punta Cornacchia besteht aus Pinien und Steineichen, der Südwestrand nebst dem anschliessenden Abschnitt der Westflanke trägt Ölbaumhaine.

6. Der Imperatoreblock

Der südwestliche Lava- und Tuffblock Ischias gipfelt im Sporn der Punta dell'Imperatore (232 m). Ein weit reichender Leuchtturm auf zwei Drittel Höhe und ein Semaphor auf der Spitze weisen den Schiffen den Eingang in den Golf von Neapel. Die herrlichen, lebhaft gefärbten Profile der Kliffküste dieses Blocks zeigen eine ständige Folge von Lava- und Tuffschichten, von den trachytischen Sockellaven, deren Härte die Erhaltung der ganzen Serie gegenüber der zeitweilig gewaltigen Brandung ermöglicht, über 2 auffällige Denudationsdiskordanzen hinweg bis zu den Bimssteinapilli der obersten Decke (Profil in 6,S.59). Die letzteren entstammen dem 450 m weiten Sprengtrichter des Rione Campotese, der die Mitte des Blocks ein-



Abb. 5. Imperatore-Kliff. 232 m hoch. Abwechselnde Folge von Tuff- und Lavadecken mit 2 auffälligen Denudationsdiskordanzen. Links oben der Leuchtturm.

nimmt, und unter dessen Tuffen RITTMANN und BUCHNER prähistorische Artefakte gefunden haben. Der Imperatoreblock besitzt mit Ausnahme der Sohle des Campotesekraters wegen der Wasserdurchlässigkeit der obersten Bimsstein- und Lapillidecke unfruchtbaren Boden und trägt daher nur ganz wenige Einzelhöfe mit Weinbau.

7. Der Campagnanorücken.

Wir kommen schliesslich zu den 3 Einzelräumen, die das jüngstvulkanische östliche Drittel Ischias zusammensetzen, und beginnen mit dem süd-östlichen Glied, dem 4 $\frac{1}{2}$ km langen Campagnanorücken. Seine Nordosthälfte, die im Monte di Vezzi (395 m) und Torrione (376 m) gipfelt, ist aus einer abwechslungsreichen Folge von Lavamassen und Tuffdecken aufgebaut, deren Lagerung durch die hohen Kliffs der Südostseite offenbart wird. Der Sockel dieser grottenreichen Küste und die Quellkuppe der Halbinsel von S. Pancrazio bestehen aus harten trachytischen Laven, die der Brandung Widerstand leisten (6. 25—28). Die weitgeschwungene Bucht westlich der genannten Halbinsel aber wird von dem Kliff der Scarrupata di Barano umrahmt, das aus landwärts fallenden Tuffschichten besteht und daher, wie schon FUCHS (21) und KRANZ (49) betont haben, im Gegensatz zur Darstellung der Karten 19 und 20 ungegliedert ist. Diese Tuffe stammen nach RITTMANN (6, S. 51—55) von einem der Abrasion zum Opfer gefallenem Scarrupatavulkan, dessen Schlot unter der Bucht zu suchen ist. Seine Auswurfprodukte setzen die ganze Südwesthälfte des Campagnanorückens zusammen, deren Oberfläche von der Höhe des Kliffs (220—250 m) sanft nach NW gegen die Arsosenke zu geneigt ist. Am nordwestlichen Fuss und auf der Höhe des Campagnanorückens nützen die in Einzelhöfen und Weilern wohnenden Bauern jede Anbaumöglichkeit aus. Von P. 223 der Oberkante des Scarrupatakliffs führt sogar ein halsbrecherischer Pfad zu einer Anbauoase an dessen Fuss.

8. Die Arsosenke.

Die tektonisch entstandene Arsosenke ist von mir nach dem letzten vulkanischen Ereignis Ischias, dem *Ausbruch des Arsovulkans* im Jahre 1302, benannt worden (50). Bei ihm häuften sich dicht östlich von Fiajano braunrote Wurfslacken zu einem halbmondförmigen Wall, aus dessen Innern zwei Monate lang ein vulsinitischer Lavastrom hervorquoll. Dieser ergoss sich zunächst schmal nach E und dann, immer breiter werdend und der Achse der tektonischen Senke folgend, nach NE bis in das Meer zwischen Porto

und Ponte d'Ischia, wo er 1 km Breite erreicht und heute mit einem niedrigen Kliff endet. Der Schlackenwall ist jetzt über und über mit Weinbergen bedeckt, und die zerrissene, zackige, schwarze Lavaoberfläche, die viele Jahrhunderte lang völlig kahl war und daher Le Cremate (Die Verbrannten) genannt wurde, trägt heute einen herrlichen Pinienhain mit einer schütterten Macchie als Unterwuchs (Abb. 6).

Auf der Achse der Arsobruchlinie, die südöstlich vom Arsokrater vorbeiläuft, sind *eine Quellsuppe und 4—5 Krater* aufgereiht. Die Quellsuppe trägt das *Castello d'Ischia* und bildet eine heute mit dem Festland verbundene 91 m hohe steile Insel aus Sodalithtrachyt. Die Nordhälfte dieser Kuppe ist entlang einer Verwerfung im Meer versunken. Das Aragonesenschloss auf ihrer Höhe ist heute nicht mehr bewohnt. Einst war das Inselchen die Zufluchtsstätte der Ischianer bei Vulkanausbrüchen und Erdbeben (39). Von den Kratern hat der S. Michele 1302 im Zusammenhang mit dem Arsoausbruch nochmals Aschen und Laven gefördert, und unter dem Schlackenwall des Vateliero liegen römische Ziegeln (10, S. 61, 59).

Die Arsosenke steigt von ihrem breiten Nordostende nach SW zu allmählich an und endet, sich schliesslich stark verschmälernd, bei Testaccio in 159 m Höhe. Ausserhalb der Arsolava, auf den Schlacken und besonders den Tuffen, ist sie restlos bebaut und von Siedlungen übersät. Die Gemeinde Barano ist wegen ihrer Fruchtbäume berühmt (s. Tabelle: Gemeinden Barano und Ischia). Die beiden grössten Orte liegen am NE- und SW-Ende. *Ponte d'Ischia*, Bezirksstadt und Bischofssitz, hat sich vom 15. Jahrhundert ab unter dem Schutz und als Ableger des Castello d'Ischia entwickelt und ist eine enggedrängte Handels-, Handwerker- und Fischersiedlung. Das Trinkwasser wird ihr seit etwa 1590 n. Chr. (37) durch eine Fernleitung zugeführt, die an der Quelle Buceto nordöstlich des M. Trippodi beginnt und die Tiefenfurche der Arsosenke in einem zweistöckigen Aquädukt, den Pilastris, quert. Der architektonisch hervorragende Ort Ischias ist Barano, besonders um seinen mittelsteil nach N ansteigenden Strassenmarkt herum. Dieser wird oben von einer weissen Renaissancekirche abgeschlossen und besitzt auf seiner Ostseite eine Front verschiedenfarbig gestrichener Würfelhäuser. In der Südwestecke steht die alte Pfarrkirche mit ihrem von gelben Glasurziegeln gedeckten Kuppeldach, und nach W tut sich durch Palmenanlagen hindurch ein ungeheurer Blick auf die Südküste auf.

9. Der Raum Sparaina-Montagnone.

Das Dreieck Sparaina-Montagnone ist in seiner Lage und Ausdehnung durch die Eckpunkte Barano, Perrone und Porto d'Ischia gekennzeichnet.



Abb. 6. *Montagnano-Rücken und Fiajano von NW.* Vorn die weissen und grauen Plattendachhäuser von Fiajano. Dahinter der halbmondförmige Krater des Arso. Im Hintergrund der Montagnano-Rücken mit den Lavakuppen des M. di Vezzi (395 m, rechts) und Torrione (376 m). Ganz links Trachytsteilwand mit gehobenen Brandungshöhlen.

Im Süden, in der Nähe seiner Spitze, ist dieser Raum schmal und besteht fast nur aus dem tektonisch bedingten Ostabfall der Quellrücken Costa Sparraina und M. Trippodi zur Arsosenke. Dieser Abfall ist im Bereich ausgedehnter Trachytflaven von Weinbergen, im Bereich steiler Tuffhänge von dem grössten Stangenholzwald Ischias bedeckt (Selva del Napoletano, Bosco Michione). Diese Armut an Feldflächen ist ebenso für die weiter nördlich folgenden Lava- und Schlackenberge charakteristisch. Sie tragen vor allem die im allgemeinen Teil geschilderte Macchie mit den Steineichen als Ueberhaltern und erscheinen daher aus der Ferne schütter bewaldet. Die horizontale Tufffläche des Crucifixo del Rotaro ist eine kleine Weinbauoase in diesem Waldgebiet.

Die Nordhälfte unseres Dreiecks wird von 2 Vulkanen beherrscht, dem *Montagnone-Maschiatta* (255 bzw. 309 m) und dem Rotaro (266 m). Der erstere »stellt eine Quellkuppe mit kesselförmig eingestürztem Scheitel dar« (RITTMANN S.30). Nach P. BUCHNER (10, S.59) ist er eine der spätesten Bildungen Ischias (rd. 200 n.Chr.), und seine Bimssteinmassen bedeckten die Osthälfte der Insel bis zum Colle Jetto hinauf. Von den vorbesprochenen Bergen umgeben liegt südlich des Maschiatta der rd. 80 m tiefe, steilwandige Kessel des Fondo Ferraro. Es erscheint mir unsicher, ob er ein Krater ist, wie schon L. v. BUCH (22) vermutet. Wahrscheinlicher handelt es sich um eine von rings her ausgesparte Hohlform.

Der *R o t a r o* ist ein sehr kompliziert gebautes Gebilde (Blockdiagramme in 6,S.26f.; 10,S.58; 13,S.556). Der Eruptionspunkt hat sich allmählich immer weiter nach N verschoben. Der älteste Krater, einem Stratovulkan angehörend, ist im Kessel des Fondo d'Oglio erhalten. Nördlich von ihm entstand über einem neuen Krater die schönergerundete Quellkuppe des heutigen Hauptberges, an dessen Westhang Massen von lebhaft gefärbten Schlacken und Bomben aufgeschlossen sind. Schliesslich bildete sich dicht vor der Küste ein nach N offener Halbkessel, auf dessen östlicher Schleppe ein kleiner auffälliger Extrusionspfropfen, die *Pietra di Vono*, thront, während die dem Halbkessel entquollene Lava ins Meer floss und heute die *Punta della Scrofa* bildet. Ungefähr gleichzeitig entstand die dicht benachbarte kleine Staukuppe des *M.Tabore* (95 m). Nach BUCHNER erstreckten sich diese Ereignisse vom 8.Jahrh.v.Chr. bis rd. 300 n.Chr. (10,S.53,56—59).

Das runde Hafenbecken von *P o r t o d ' I s c h i a* schliesslich bildet einen um 250 v.Chr. entstandenen Krater (10,S.54). Erst 1854 wurde er künstlich zum Meer hin geöffnet. Seither sind in seinem Umkreis stattliche Häuserkomplexe entstanden, während der alte Ort weiter östlich, am Fuss des Hügels von *S.Pietro*, liegt. Bildet jener Kratersee doch heute den bei weitem wichtigsten Personen- und Frachthafen der Insel. In der Gegenwart ist ein anmutiges Villenviertel in Entwicklung begriffen, das entlang modernen Strassen in die *Pineta del Arso* hineingebaut wird und *Porto* mit *Ponte* verbindet. Es gibt der Bedeutung *Portos* als See- und Thermalbad repräsentativen Ausdruck. Die vielseitige wirtschaftliche Aktivität von *Porto* und *Ponte d'Ischia* lassen die Bevölkerungsdichte der das östliche Viertel der Insel einnehmenden Gemeinde *Ischia* auf 1285 E/qkm steigen.

Literatur

1. AUER, V. The Finnish Expedition to *Tierra del Fuego* in 1928—1929. Helsinki 1934. 16 S.
2. ——— Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. *Acta Geographica* 5, No.2. Helsinki 1933. 313 S.
3. ——— Der Kampf zwischen Wald und Steppe auf Feuerland. Die finnischen Expeditionen in Feuerland und Patagonien. *Pet.Mitt.* 85, 1939, S. 193—97.
4. SALMI, M. Die postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands. 115 S. Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937—38, unter Leitung von VÄINÖ AUER. Bd.I, Helsinki 1941. III. *Geologica-Geographica* 2.
5. AUER, V. Der Torf und die Torfschichten als historische Urkunden Feuerlands und Patagoniens. *Geol.Rdsch.* 32, 1941, S.647—71.

6. RITTMANN, A. Geologie der Insel Ischia. Zeitschr. f. Vulkanologie. Erg. Bd. VI. Berlin 1930. 265 S. Mit 40 Figuren im Text, 12 Tafeln, einer vulkan.-tekton. Karte 1:25000 u. einer geol. Karte 1:10000. 16 S. Lit. Verz.
7. KOCH, A. Paul Buchner. Leben und Werk. Mit einer Bibliographie u. einem Geleitwort von H. Carossa. München 1951. 21 S., insbes. S. 11f.
8. BUCHNER, P. Felsenhäuser auf Ischia. Natur u. Volk 69, 1939, S. 377—85.
9. —»— Vom Werdegang einer vulkanischen Mittelmeerinsel. Nova Acta Leopoldina. N.F. 9, Nr. 64, 3 S. 1940.
10. —»— Formazione e sviluppo dell'Isola d'Ischia. Studi di Geologia, Zoologia e Preistoria. Riv.Scienze Naturali »Natura» 34, 1943, S.39—62.
11. —»— Ischia e Capri. Un confronto basato sulla geologia delle due isole. Il Filomate. Riv.Sci.Mat., Fis. e Nat. 1, 1948.
12. —»— Giulio Jasolino, medico calabrese del cinquecento che dette nuova vita ai bagni dell'Isola d'Ischia. Arch.Stor. per la Calabria e Lucania 18, 1949. 19, 1950.
13. BUCHNER, P. u. G. Die Datierung der vorgeschichtlichen und geschichtlichen Ausbrüche auf der Insel Ischia. Naturwiss. 28, 1940, S. 553—64.
14. BUCHNER, G. Nota preliminare sulle ricerche preistoriche nell'Isola d'Ischia. Boll. Paletnologia Italiana. Nuova Ser. I, 1936/37.
15. —»— Vita e dimora umana nelle isole flegree, dall'epoca preistorica ai tempi romani. Tese di laurea. Roma 1938.
16. KANTER, H. Ischia und Capri. Zeitschr. Ges. Erdkde. Berlin 1926, S. 409—25.
17. LAUTENSACH, H. Quelpart und Dagelet. Vergleichende Landeskunde zweier koreanischer Inseln. Wiss. Veröff. Mus. Länderkde. Leipzig 1935, S. 177—206.
18. —»— Madeira. Eine länderkundliche Skizze des Archipels. »Erdkunde» 3, 1949, S. 212—29. J.G. Granö gewidmet.
19. Istituto Geografico Militare, Carta di Italia 1:25000. F°. 183. Isola d'Ischia.
20. —»— Carta topografica dell'Isola d'Ischia 1:10000 (von Armandi, Grupelli u. Rossi). Neue Ausg. 1907. Isohypsenabstand 5 m.
21. FUCHS, C.W.C. Monografia geologica dell'Isola d'Ischia. Mem. R. Comitato Geologico Italiano 2. Firenze 1873 (vgl. Jahrb. Geol. Reichsanstalt Wien 22, 1872. Mineralog. Mitt. S. 199—238).
22. BUCH, L. v. Ischia. v. Moll's Neue Jahrb. f. Berg- u. Hüttenkunde 1, 1809, S. 343—53.
23. GRABLOVITZ, G. Osservazioni mareographiche in Italia e specialmente su quelle fatte ad Ischia. Ann.Uff.Centr.Meteor. 14, 1892.
24. —»— Il mareographo d'Ischia in relazione ai bradisismi. Boll. Soc.Sism. Ital. 18, 1911.
25. FRIEDLÄNDER, I. Sui bradisismi dell'Isola di Ischia e sulla »Grotta del Mago». Boll.R.Soc.Geogr.Ital. 75, 1938, S. 44—54.
26. ALGRANATI, G. Variazioni della costa dell'Isola d'Ischia negli ultimi secoli attraverso documenti storici. Atti XI Congr.Geogr.Ital.Vol. II. Napoli 1930, S. 341-344.

27. PLATANIA, G. La grotta del Sole nell'Isola d'Ischia e il bradisismo. Boll. Soc.Nat.Napoli 49, 1937, S. 115—21.
28. PUGLISI, M. La Grotta del Sole e i culti preistorici. Gli Abissi.Riv. Speleol. e Geogr.Fis. 1938, S. 155—60.
29. FRANCESCO, J. La termicità dell'Isola d'Ischia. Tese di Laurea. Napoli 1937. Manuskript.
30. VOIGT, A. Die Insel Ischia, besonders in balneologischer und klimatologischer Beziehung. Berlin. Klin.Wochenschrift 20, 1883, S.574, 591, 623, 638, 655.
31. JASOLINO, G. De' rimedi naturali che sono nell'Isola di Pithecusa, hoggi detta Ischia. Napoli 1588. Neuauflagen 1689, 1751, 1769.
32. RATH, G. VOM. Ueber das Erdbeben von Ischia vom 4.März 1881. Sitz. Ber. Niederrhein.Ges.f.Natur- u. Heilkde. in Bonn 38, 1881, S. 192—98.
33. DE ROSSI, M.S. Sul terremoto di Casamicciola (1883). 4 relazioni a S.E. il Ministro di Agr., Ind. e Comm.-Boll.Volcan.Ital. 11, 1884, S. 83,91.
34. DIENER, C. Das Erdbeben auf der Insel Ischia am 28.Juli 1883. Mitt.Geogr. Ges.Wien 27, 1884, S. 23—32.
35. JOHNSTON-LAVIS, H.J. Monograph of the earthquakes of Ischia, a memoir dealing with the seismic disturbances in that island from remotest times, with special observations on those of 1881 and 1883. Naples and London 1885.
36. *Reichsamt für Wetterdienst*, Flugklimatologie westl. Mittelmeer. Berlin 1941, insbes. S.F 44: Häufigkeit der Windrichtungen in v.H. in Ischia, und S.F 55: Mittl. Windstärken in km/Std. über Ischia.
37. D'ASCIA, G. Storia dell'Isola d'Ischia. Napoli 1867. 527 S.
38. KADEN, W. Die Insel Ischia in Natur-, Sitten- und Geschichtsbildern aus Vergangenheit und Gegenwart. Luzern 1883. 115 S.
39. ALGRANATI, G. Rapporti tra i fenomeni del vulcanismo e la formazione dei centri e variazione della popolazione nell'Isola d'Ischia. Rend. Accad.Sci.Fis. e Mat.Ser. IVa, Vol. 6, 1936. 23 S.
40. LAUTENSACH, H. Die topographischen Namen arabischen Ursprungs in Spanien und Portugal. »Die Erde« 1954. S. 219-243.
41. ALGRANATI, G. Osservazioni antropogeografiche sull'Isola d'Ischia. Boll. R.Soc.Geogr.Ital. 74, 1937, S.1—25.
42. MARÇAIS, G. Manuel d'art musulman. L'architecture. Tunisie, Algerie, Maroc, Espagne, Sicile. 2 Bde. Paris 1926/27, zus. 967 S.
43. LAUTENSACH, H. Ueber die Begriffe Typus und Individuum in der geographischen Forschung. Münchner Geogr.Hefte Nr. 3. 1953, 33 S.
44. — Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea. Ein Vergleich.Pet.Mitt. 1950, S.187—96 u. C.R.Congr. Int.Géogr.Lisbonne 1949. T.II, Sect. II, S.270—96.
45. JESSEN, O. Montserrat. La Montaña sagrada de Cataluña. Estud.Geogr. XII, 44. Madrid 1951, S.461—525.
46. EREDIA, F. Distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel Decennio 1926—1935. Roma 1942. 129 S.

47. EREDIA, F. Precipitazioni atmosferiche in Italia nel Decennio 1921—30. Roma 1934. 320 S.
48. GRABLOVITZ, G. Sulle acque termali dell'isola d'Ischia con riguardo speciale a quelle del bacino di Gurgitiello in Casamicciola. Ann.Uff.Centr. Meteor. 12, 1890. Roma 1893.
49. KRANZ, W. Vulkanische Bildungen am Golf von Neapel. Pet.Mitt.1912 I. Ischia S.203—05.
50. DEL GAIZO, M. Notizie intorno all'eruzione del 1301 . . . nell'isola d'Ischia. La Rassegna Italiana. Roma 1884.
51. *Istituto Centrale di Statistica*, IX Censimento Generale della popolazione e Rilevazione delle abitazioni. 4 e 5 novembre 1951. (Roma 1952).
52. *Istituto Centrale di Statistica*, VIII Censimento Generale della popolazione 21 aprile 1936. Popolazione residente e popolazione presente, secondo le categorie di attività economica, in ciascun comune del Regno. Roma 1937.
53. *Istituto Centrale di Statistica*, Atlante dei comuni d'Italia. Circoscrizioni al 30 giugno 1950. Roma 1951. Tafel 68.

Los turbales y bosques fueguinos

Ing. Agr. R. R. MARTIN

Buenos Aires

Hace varios milenios, los hielos cubrían prácticamente Tierra del Fuego, y el derretimiento posterior de ese manto de hielo ha dejado depósitos, pero a su vez ha creado una serie de depresiones debidas a la acción erosiva y al derretimiento de grandes masas de hielo aisladas, originando un verdadero sistema lacustre, constituyéndose allí los actuales turbales de los valles.

Los turbales ocupan las depresiones de viejos ventisqueros; antiguamente los valles y depresiones, presentaban un aspecto muy distinto al de ahora, estando ocupadas durante el período glacial por ventisqueros principales y varios secundarios.

En su arrastre, arrancaron de las cordilleras cantidades enormes del material que fué llevado hasta su límite máximo de expansión: el mar.

El material de granito hallado en los valles, sólo puede tener su origen en la cordillera Darwin, pues únicamente pertenecen a estas regiones las pizarras foliadas, conocidas con el nombre de Schiefer.

Esos trozos de pizarra fueron transportadas al llano de los valles por los pequeños glaciares laterales, que han desgarrado las rocas existentes en las montañas vecinas.

Todos esos materiales, arrastrados por los diferentes glaciares y depositados en los valles, constituyen las «morenas laterales o terminales» según su ubicación con relación al glacial, pudiéndose encontrar hasta los más finos materiales arrastrados.

Se puede observar también «drumlins» o sean los materiales de origen glacial, depositados en forma de montículos alrededor de un núcleo o corazón relativamente grande, que actúa como base o centro de acumulación; también se encuentran depósitos debido a los ríos, lluvias, nieves, aluviones, etc.

Como decía, en esas antiguas lagunas donde la flora hidrófila, en condiciones especiales, sufrió una descomposición incompleta debido a la abundancia de agua y pobreza de oxígeno, se originaron los actuales turbales que se presentan en distinto grado de evolución, según las condiciones ecológicas.

Influye mucho la temperatura en la formación de la turba, pues requiere calor suficiente como para permitir la vida de los vegetales, pero que no sea excesivo y altera su formación al activar la destrucción de la materia orgánica.

La principal vegetación de los turbales correspondientes a la zona húmeda, la constituye el *Sphagnum*; se presenta formando amplios cojines que parecen demostrar la influencia de la acción del viento, apareciendo ante la vista del observador como superficie matizada entre los tonos del ocre y el rojo ferruginoso.

Entre los líquenes, el género *Cladonia* suele cubrir en parte los espesos mantos de *Sphagnum*.

Estos tipos de turbales son muy profundos, penetrando los instrumentos de extracción de muestras varios metros, sin lograr muchas veces tocar la roca, o los sedimentos que forman el piso de los mismos. Su extensión es también considerable, abarcando amplias superficies; es común encontrar ojos de agua o napas vecinas a la superficie, lo que hace variar la flora apareciendo algunas plantas típicas, entre éstas se han recogido ejemplares de *Caltha sagittata*, y bordeando los pequeños hilos de agua que suelen atravesar los turbales, algunos ejemplares de *Senecio magellanicus*, *Aster Vahli* y *Gnaphalium* aff. *spicatum*.

El género *Carex* aparece a menudo en los turbales del territorio, en especial en la zona meridional de la isla, en la costa Sudoeste del lago en los valles pantanosos, en las vegas húmedas y rodeando las lagunas u orillas de arroyos. —

Entre los ejemplares recogidos se ha registrado *Carex canescens*, especie cuyo límite más septentrional, según AARNO KALELA, ha sido hallado en el Chubut a la altura del río Alerzales en el lago Menendez.

Carex atropicta también aparece a menudo, y es similar a otras dos especies que se hallan en la Patagonia (*Carex Malmei* y *Carex pampae*). *Carex atropicta* Steud, se puede considerar como ecológicamente meridional.

Carex canescens es muy común en los turbales de la región boscosa o en los prados húmedos, habiéndose registrado en el turbal del río Tierra Mayor y en los vecinos a Ushuaia.

Los juncos también intervienen en la constitución de los turbales, no tanto por la diversidad de especies sino por su cantidad; es muy cor-

riente encontrar asociados a los cojines de *Sphagnum* ejemplares de *Rostkowia*.

En los turbales, rodeados de bosques, en las lagunas y terrenos pantanosos, casi siempre abunda una especie de *Marsippospermum*, que suele encontrarse en los turbales llamados alpinos o colgantes hasta 400 m. de altura, donde se nota la ausencia de *Sphagnum*.

Una Saxifragácea, del género *Donatia*, forma cojinas e alfombras duras, las que pueden acompañar algunas especies principalmente de los géneros *Acaena* y *Gentiana*.

Las *Acaena* son comunes en nuestra Patagonia, y en los turbales ha habido oportunidad de observar dos especies que se presentan muy abundantemente y ellas son: *Acaena ascendens* y una especie muy afin a *Acaena splendens*.

Acaena adscendens, conjuntamente con *Geum magellanicum*, está muy difundida en el Sur de Tierra del Fuego, en las márgenes de las lagunas, en los prados húmedos y vegas, también ha sido registrada *Primula farinosa* var. *magellanica*.

Entre el material de Gramíneas se han hallado ejemplares muy interesantes.

En las Agrostídeas; *Phleum commutatum* Gaud, es bastante abundante, notándose una gran diferencia en el crecimiento según la zona.

De la misma tribu se han registrado ejemplares de *Alopecurus antarcticus* Vahl, y *Agrostis*, principalmente *Agrostis falklandica* Hook, citada para las islas Malvinas y *Calamagrostis magellanica* Ph.

De la tribu de las Festúceas fueron recogidos ejemplares de *Koeleria permollis* Nees, que según PARODI no había sido aún citada para Tierra del Fuego.

Otros representantes de la Gramíneas pertenecientes al género *Poa* recogidas en los turbales son *Poa pratensis* L. y *Poa annua* L., además he visto ejemplares de *Festuca ovina* L.

Entre las Hordeas, *Hordeum pubiflorum* puede anotarse en los bordes del turbal.

Otras especies halladas son *Trisetum subspicatum* (L.) Beauv. y *Deschampsia elegantula* (Steudel) Parodi.

Como puede apreciarse, las especies que constituyen la flora actual de los turbales es variada, pero cabe reconocer que a los musgos y a Ciperáceas les corresponde el principal papel por intervenir en mayor número.

La diversidad de estos depósitos está estrechamente vinculada con las características ecológicas de las especies que constituyen esas comunidades vegetales, y éstas dependen a su vez de las condiciones geológicas y topográficas del lugar.

Bordeando los turbales es común encontrar una pradera característica de Gramineas subespontáneas, y en algunos casos pequeños manchones de *Rumex acetocella* vecino a los caminos y que se ha acomodado al medio en forma notable.

Los bosques que rodean los turbales de la zona húmeda, están constituidos por «lenga» (*Nothofagus pumilio*), «ñire», (*Nothofagus antarctica*) y «guindo» (*Nothofagus betuloides*), éste último en ejemplares aislados.

Es corriente ver al «ñire» avanzar hacia el turbal, encontrándose ejemplares enanos pero sumamente viejos que ya han conquistado sus dominios. No es difícil también encontrar en la periferia algunos ejemplares muertos.

Puede observarse en el centro de estos turbales ejemplares grandes de lenga, pero debe admitirse que el suelo debe haberse modificado totalmente, es decir que las condiciones ecológicas de estos lugares deben haber sido necesariamente diferentes desde su origen.

Forman parte de la cobertura herbácea en las manchas de bosques que aparecen dentro de los turbales, especies como «mata negra» (*Chiliotrichum diffusum*) y *Carex* que invariablemente acompañan a los árboles en sus avanzadas.

En el suelo sobre el cual descansan estos pequeños manchones de bosques, se han extraído muestras determinándose como turba de *Carex* y *Sphagnum* en un espesor de 30 cm. totalmente humificada. De inmediato aparece el suelo mineral constituido por morenas con mezcla de la segunda erupción volcánica (AUER).

Se observan tortas de *Nothofagus*, haciéndose el recuento de anillos, dando 20 años de edad para 8 cm de diámetro a la altura del cuello, y 55 años para otra torta de 11 cm tomada a igual altura.

Los pantanos o turbales reflejan en forma sensible las variaciones climatológicas y edáficas en los últimos milenios. Las turberas son verdaderos archivos donde se registran los fenómenos climatológicos anteriores, en cambio en la vegetación actual de las mismas se pueden comprobar las variaciones solamente en los últimos períodos. Tierra del Fuego puede dividirse para su estudio, en tres grandes zonas a saber: *La zona húmeda*, que corresponde a la región de distribución del *Nothofagus betuloides*, *la zona semi-húmeda*, o región de predominio del *Nothofagus pumilio* y por último, *la zona seca*, de los turbales de estepa donde naturalmente los turbales se formaron en los valles y faldeos donde existen fuentes de agua o arroyos.

El último período seco ha provocado diversas variaciones en este aspecto los turbales correspondientes a la zona de la estepa se secan permiti-

endo la aparición de una vegetación típica de Gramíneas, esta dese cación tiene marcada influencia en el borde del bosque y el turbal.

Los turbales de la zona húmeda se secan también y se transforman en el tipo *Sphagnum*.

El *Sphagnum* tiende a invadir la zona Norte pero por la sequedad ambiental excesiva no puede continuar su evolución sufriendo sus consecuencias; esta evolución tan característica se llama evolución retrogresiva. Idéntico fenómeno se ha comprobado en los turbales del hemisferio Norte.

Es en la zona media o semi-húmeda donde este género tiene su mayor difusión por tratarse del centro de dispersión, principalmente de *Sphagnum magellanicum* y *Sph. fimbriatum*.

Desde esta zona, también tiende a avanzar hacia el Sur o zona húmeda, pudiendo continuar en ella su evolución.

En síntesis podemos decir que el avance del *Sphagnum* hacia la estepa se realiza con pocas probabilidades de éxito, no así hacia la zona húmeda que salvo las regiones de fuertes vientos en que también los bosques se retiran, las posibilidades de propagación y de desarrollo son favorables.

La actividad del *Sphagnum* tiene una marcada correspondencia con la dinámica de los bosques y es en base a la cronología de las capas volcánicas que se puede demostrar la íntima correlación entre la vegetación de los turbales y la evolución de los bosques.

A Nomenclature for Englacial Structures

Dr. M. M. MILLER

New York

The need for an adequate terminology for certain englacial structures and their surface forms has long been felt by glaciologists. This has become most apparent to the writer during the course of recent field work and the preparation of reports for the Juneau Icefield Research Program in Alaska.¹ The following terminology has therefore been evolved. It is based largely on empirical considerations. Many of the terms proposed are not definitive, since they may be altered upon more satisfactory resolution of the basic field problems concerned. Some are similar to, or modified from ones which have been applied by glaciologists working in other areas. An effort has been made to eliminate historical names and connotations which have served to create confusion or ambiguity. In a few cases, where there is an obvious genetic relationship, differentiation is made between similar-appearing features by an allusion to the origin of the particular form being described.

A. Structures Observed in Crevasses and in Test Pits in Firn

In reports on the investigations in the névé zone of the Juneau Icefield a distinction has been made between the terms »ice band», »ice layer», »ice stratum» and »ice lamina».² Previously, these have been applied more or less synonymously in referring to primary layered ice structures in a firn-pack. It is now suggested that *i c e l a m i n a* be used to refer to a thin sheet of ice, 3 mm. or less in thickness, which is embodied in firn. (An alternative for the very thinnest observable distinct layer is *i c e l a m e l l a*.) The term

¹ MILLER, M. M., »Four Seasons on the Juneau Icefield, Alaska». The Explorers Journal, Winter—Spring, 1951. pp. 1—16.

² See Juneau Icefield Research Project Reports Nos. 1 to 8, American Geographical Society, New York, 1949 to 1953.

ice stratum is suggested as preferable to »ice layer», which has been applied by observers elsewhere to describe a thicker zone of more or less continuous ice. Where it is particularly desired to indicate a three-dimensional form, it is believed that these suggested words give a more meaningful and geometrically correct connotation than does general use of the word »band». For empirical description of the end-on exposure of an ice stratum, as seen on the wall of a pit, however, the term »ice band» is still properly usable; but only when a cross-sectional sense is implied. When referring only to the extremely thin or sheet-like three-dimensional character of a structure without appreciable thickness, a useful equivalent term for »stratum» is »layer». Thus, especially in reference to an annual sheet of summer dust in the firn, the word layer is used, often with descriptive adjectives — e.g., an annual dirty layer.

Stratulated ice structures of depositional form are simply referred to as ice strata, since each unit is essentially distinct and parallel to the others. Where there is not such a series and yet where a zone in the firn is nearly as dense as ice, or where in cross-section it exhibits a faint pattern of intermittent ice laminae (lamellae) the term icy zone is used to differentiate it from non-icy firn.

For general reference to a sequence of layered annual increments of firn, as observed on crevasse walls where lineation is found due to alternating differences in density and grain size, the term primary stratification is applied. A further type, for which the name secondary stratification is suggested, occurs in irregular form in cirques and at the base of cliffs. This type is caused by masses of ice or snow which have avalanched from disconnected hanging glaciers or from steep snowfields at higher elevations. It is, therefore, most commonly found in avalanche fans at the base of steep névé slopes and at intermediate elevations below exposures of rock cliff swept by heavy snow slides during the spring months. The primary type is characteristic of the more gentle gradient névés. The primary and secondary types may be confused when they co-exist in any one firn-pack. However, they are not genetically alike. For reference to the two-dimensional (end-on) view of a distinct homogeneous horizontal zone, use of the general term stratification band is made, . . . (or more specifically primary stratification band or secondary stratification band, whichever the case may be).

Nomenclature is also suggested for more precise description of the various cross-cutting ice features which develop within a firn-pack from sublimation or from the direct re-freezing of downward percolating melt-water. The

general descriptive heading is *transverse ice structures*. Individual components of the transverse category have been described previously by the writer as »ice columns», »ice lenses» and »ice dikes».¹ For reference to irregular forms which cannot be classified in any of these morphological categories, use of the term »ice gland» is suggested. This is applied in a less restricted sense than by AHLMANN, who initially introduced the term to describe only »irregular vertical belts» of ice in polar firn.² In using this AHLMANN only referred to structures in the »ice column» category as they have been observed on the Juneau Icefield. Sharp has also more recently used »ice gland» for reference to »crudely shaped vertical column(s) of ice» in firn.³ (If a genetic term is eventually desired for all such features, the word »gland» would appear to be inappropriate because of the physiological connotation — i.e. »a secreting group of cells».)

For the cross-cutting ice structure which forms by the infilling and freezing of water in an open fracture, the term *ice vein* is applied. Because of a significant genetic similarity to the emplacement of many veins⁴ in rock, as well as for other reasons already discussed, this seems to be a more acceptable wording than use of the term »blue band».

Reference to the term *depth hoar* is also made pertaining to those coarse-grained and partially melted (cup-shaped) firn crystals in a well-differentiated basal stratum usually caused by the first persistent snow fall of autumn. This is a term originally introduced by G. SELIGMAN and one which has become universally accepted in English speaking countries.⁵ The equivalent in German is *Schwimmschnee*, a designation which was first suggested by W. PAULCKE.⁶ This is used in the publications of the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research at the Weissfluhjoch, Davos. It refers to the material as a whole and is analagous to the word

¹ MILLER, M. M., »Preliminary Notes Concerning Certain Glacier Structures and Glacial Lakes on the Juneau Icefield», chapter in J.I.R.P. Report No. 6, American Geographical Society, July, 1952, discussed in pp. 67—71.

² AHLMANN, H. W. »Scientific Results of the Norwegian-Swedish-Spitsbergen Expedition in 1934, Part I, Geografiska Annaler, Vol. 17, No. 1—2, 1935, p. 22—42.

³ SHARP, R. P., »Features of the Firn on Upper Seward Glacier, St. Elias Mountains, Canada», Journal of Geology, Vol. 59, No. 6, 1951, pp. 599—621.

⁴ The word *vein* in geological and mining literature is an accepted term for a »fissure in rock filled with deposited matter.» (Oxford Concise Dictionary)

⁵ SELIGMAN, G., »Snow Structure and Ski Fields», MacMillan and Co. Ltd., London, 1936, pp. 62—73.

⁶ PAULCKE, W., Der Bergsteiger, No. 6, Vienna, 1932, p. 340.

»Schwimmsand« (quicksand). Such reference, however, is to the loose and inconsistent nature of the aggregate rather than to the genesis of its individual crystals. A whole stratum of this material, in which there are no distinct crystalline boundaries and where inter-crystalline spaces are small, is sometimes called *Kornschnee* (corn snow) by the Swiss. In his book, SELIGMAN suggested calling this dry, granular, firn snow. He believes that these grains are mostly formed by pure sublimation of dry snow and has therefore more recently advised use of the term *depth hoar stratum*¹ for specific reference to the layered aggregate. This expression appears to be quite suitable since in most cases where there are buried layers of coarse, granular snow of very low cohesion they are partially (or even completely) composed of depth hoar. For reference to an individual crystal within such an agglomeration, the term *depth hoar crystal* therefore seems applicable.² Depth hoar strata are of lower density than other parts of the snow-pack. This fact, together with their distinctive grain characteristics and basal stratigraphic position in the annual firn-pack, often makes it a most useful criterion for the glaciologist interested in identifying yearly ablation horizons.

In discussing annual ablation levels in a firn-pack, for reasons already mentioned, the term *annual dirty layer* is used for horizons characterized by the typically thin layer of annual summer dust. For a less explicit time reference to periodic dirty levels which do not necessarily represent annual increments, the unqualified term *dirty layer* is applied. Where there are two or more superimposed layers, the term *multiple dirty layer* is used, or *multiple annual dirty layer* if it is known to represent more than a single budget year. Where a solid layer of dirt is encountered which has some measure of continuous thickness (for example, volcanic ash), it is called a *dirt seam*, as suggested by W. V. LEWIS.³ An annual dirty layer is best differentiated in firn which is near to metamorphic or sedimentary rock outcrops which break down easily into fine material readily picked up by the wind. Such a layer often lies just below a *depth hoar stratum* and is sometimes undulated by sun-cupping

¹ Personal communication.

² The Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research use the word »Schwimmschnee-kristalle«, which connotes the presence of at least part of the old snow grain as well as the sublimation product. The individual »Schwimmschnee-kristalle« is similar to but not always the same shape as the type of depth hoar crystal which is described in the most recent International Snow Classification as the final stage in constructive metamorphosis of new snow.

³ Personal discussion.

or otherwise made irregular by the influence of outcropping transverse ice structures. The term *dirt band* is restricted to the trace of a darkened layer seen in truncated exposure on a sloping surface or a vertical crevasse wall. Where the dirt is exposed cross-sectionally, not as a distinct band but rather as a hazy and often intermittent and irregular occurrence, it is referred to as a *dirty zone*.

In the field one often observes annual dirty layers, dirty zones, and undifferentiated *annual ablation surfaces* which are all of the same age and which merge horizontally one into another. For two-dimensional description such a belt is designated as an *ablation horizon*. This term applies even when there is a complete absence of distinguishing dirt. In such instances recourse must be made to one or more of the following identification characteristics. These criteria, as observed in bore holes and on the wall profiles of test pits and crevasses, show some of the complications encountered in detecting and describing this critical horizon and why there is particular need for a carefully considered nomenclature.

1. Presence of dirty layer or dust sheet.
2. Presence of undulations 'usually representing a relict suncupping or wind-rippled surface'.
3. Presence of unusually thick ice stratum.
4. Sudden or persistent density change at depth.
5. Presence of basal depth hoar stratum (Schwimmschnee).
6. Abnormal concentration of pollen in single horizon or zone.
7. Marked change in chloride content of firn.
8. Considerable increase in firmness characteristics as indicated by ram resistance technique.
9. Definite difference in drill rate with low speed thermal or mechanical boring apparatus.
10. Well-differentiated englacial temperature change in firn at depth.

B. *Truncated Structures Observed on the Surface of Glaciers*

In glaciological literature, a number of diverse and unrelated terms such as «Forbes dirt bands», «chevrons» and so forth have been used to refer to the arcuate and banded surface expression of certain englacial structures which form below ice falls and which are so often associated with a wavy longitudinal surface. A similar-appearing rhythmic sequence of bands is sometimes seen in glaciers which have not been broken by precipitous ice cascades. These, however, are not usually associated with an undulating surface profile. In this case, it is often possible to trace the inlaid structures back up-glacier to their source in the periodic stratification of firn. Such «sedimentary» structures may embody complimentary layers of organic and

inorganic aeolian material and, on steep slopes, even debris from rock falls and snow avalanches off nearby cliffs. The whole mass eventually passes down-glacier into the zone of wastage, with the relict layering, accentuated by the accumulations of summer dirt, becoming exposed on the low-level slopes by ablation. As truncated structures they sometimes form a marked system of curved bands. On the basis of their original state, these are modified examples of the primary or secondary stratification bands which have already been discussed. For this subsequently altered form, the term *d e f o r m e d s t r a t i f i c a t i o n b a n d s* seems appropriate.

For the similar-appearing curved features which only develop below ice falls and which do not represent primary stratification, the term *a r c h e d b a n d s* is used.¹ (A genetic basis of nomenclature for arched bands must await the satisfactory clarification of their three-dimensional relationships.) The use of the word »band» in this context only refers to the two-dimensional surface manifestation of what is actually an englacial structure. This suggestion is made in an effort to provide an expressive term which does not have a genetic connotation. To describe the surface geometry of these bands, as seen on different glaciers, three subsidiary forms are mentioned:² (1) rounded arches; (2) pointed arches; and (3) distorted arches. These refinements are introduced as empirical variations which occasionally may be useful to show the pertinent differences in topography of the bedrock channel along which the particular glacier flows. It is recognized that too many refinements and subdivisions tend to over-complicate a classification; therefore, in most cases, the designation *a r c h e d b a n d s* should suffice.

It is also recommended that the word »dirt» be avoided except in qualifying reference for distinctly dirty bands. The reason for this is that the arched appearance can be the result of purely physical differences in the ice, such as alternations of texture and structure. Thus the expression »dirt band» is not used as a category in itself, as has been done by other observers. In glacier ice, as already noted for firn, the presence of dirt layers in the primary stratification may modify the shear strength of a particular zone and provide an amenable locus for fracture. Therefore, where dirt is prominently seen in

¹ MILLER, M. M., *o p. c i t.*, 1952, pp. 49—67.

² The term *ogive* is not employed as a general term because out of the two dozen or more »arched band» glaciers which the writer has observed on the Juneau Icefield during the past few years, only three have been seen to exhibit bands which resemble true ogives. It is therefore believed that the term »ogive» should be reserved for selected cases where individual bands in the pointed arch category are of this specific geometric form.

association with such structures it is mentioned. Again this is done by using the adjectives, »dirty . . .», »debris-laden . . .», and so forth.

For description of englacial fractures, whether or not characterized by dirt, the expressions *shear-strain surface* and *thrust surface* (single and multiple) are employed. In cross-sectional view these are considered as *tectonic ice bands*, genetically sub-divided into *shear bands* and *thrust bands*. Use of the word *thrust* (or *overthrust*) is confined to those cases where the fractures are large, relatively infrequent, and at low angles to the horizontal. Overthrusts are sometimes characterized by zones of recrystallization due to the mechanical granulation attending slippage. This is more commonly seen, however, in the smaller scale fractures, especially those systems of finely-spaced and steeply dipping shear surfaces which so often effect a ribboned appearance at the margins of glaciers. This pattern is given the name *tectonic foliation*. In this classification it is two-dimensionally a multiple series of tectonic ice bands called *tectonic foliation bands*. Where the spacing is not so close, and where there is an overlapping or shingled character at the outcrop, they are termed *imbricate thrust or shear bands*.

An outline of the proposed nomenclature for field use is listed below. There are two categories: (1) for reference to the two-dimensional surface appearance of englacial structures; and (2) for use where the englacial or three-dimensional aspect is considered. Many of the suggested terms are those most familiar to geologists and have been introduced in the hope that they may aid in developing a more systematic and meaningful terminology for the glaciologist than has existed heretofore, and perhaps one which is not unduly controversial.

C. Suggested Field Nomenclature for Glacier Structures

I. For Three-dimensional Reference to Englacial Structures

A. Stratification Features.

- (a) Primary stratification (sequence originating in firn).
- (b) Secondary stratification.
- (c) Ablation surface (annual).
- (d) Dirty layer (annual or periodic).
- (e) Multiple dirty layer (representing two or more superimposed dirty layers).
- (f) Dirty zone (multiple, annual, or periodic).

- (g) Dirt seam.¹
- (h) Ice stratum (thick, greater than 3 mm.).
- (i) Ice lamina (thin, less than 3 mm.).

B. Transverse Ice Structures (primarily in firn).

- (a) Ice column.
- (b) Ice lens.
- (c) Ice dike.
- (d) Ice gland (non-descript form).

C. Secondary Fracture Structures (primarily in ice).

- (a) Ice vein (infilled).
- (b) Shear-strain surface (or »shear» surface, single).²
- (c) Tectonic foliation (multiple system of close-spaced shear surfaces).
- (d) Thrust surface (single and multiple).²

II. For Reference to the Surface (two-dimensional) Manifestation of Internal Structures.

A. Ice Bands)³

- (a) Ice band (ice stratum band, originating in firn).⁴
- (b) Ice vein band (infilled).
- (c) Tectonic ice bands.⁴

1. Single

- i. Shear band.
- ii. Thrust band.

¹ This term is employed when the »layer» is composed entirely of dirt and not of mixed dirt and firn (or ice). For example, a solid »layer» of volcanic ash, such as commonly occurs on the Vatnajökull in Iceland and in certain Andean glaciers, would properly be termed a *dirt seam*. Near the termini of glaciers, dirt seams are also often associated with thrust surfaces. In this special case debris may be introduced by the overthrust mechanism or by mechanical injection along the fracture instead of being the result of primary stratification.

² Where characterized by the presence of dirt or the strong development of dirty zones, properly qualifying or additionally descriptive adjectives may be used; e.g. »dirty», »dust-laden», »debris-entrained».

³ The equivalent three-dimensional reference is preferred except in special cases where the significant characteristic is embodied only in the surface expression (such as category II, A, (c), (2)).

⁴ Where characterized by the presence of dirt or the strong development of dirty zones, properly qualifying or additionally descriptive adjectives may be used; e.g. »dirty», »dust-laden», »debris-entrained».

2. Multiple

- i. Tectonic foliation bands.¹
- ii. Imbricate shear bands (if shingled).
- iii. Imbricate thrust bands (if shingled).

B. Stratification Bands.

- (a) Primary stratification band (sequential).²
- (b) Secondary stratification band.²
- (c) Ablation horizon (banded trace of annual surface).²

C. Arched Bands².

A genetic basis of nomenclature for this class should await the satisfactory completion of field studies on their three-dimensional aspect. They are not to be confused with deformed stratification bands.

¹ An outcropping series of close-spaced shear-strain surfaces, giving a foliated appearance.

² See note 4, p. 298.

Die Entwicklungsgeschichte des Sees Siikajärvi im mittleren Uusimaa

Dr. KARL MÖLDER

Helsinki

Einleitung

Um eine Vorstellung von der diatomeenökologische Entwicklungsgeschichte der Seen Finnlands zu erhalten, wurde aus den Sedimenten des Sees Siikajärvi im Kirchspiel Espoo, Nuukio, ein Vertikalprofil erbohrt. An der Bohrungsstelle war die Bucht schon zum Teil zugewachsen und von dem See abgeschnürt (Abb. 1). Der Verfasser hat früher die Entwicklung des Sees Vieljärvi in Ostkarelien festzustellen versucht (MÖLDER 1944).



Abb. 1. Der See Siikajärvi. x I — Bohrungsstelle des Vertikalprofils. N — *Nuphar luteum*. Ny — *Nymphaea alba*. Ph — *Phragmites communis*. L — *Lobelia Dortmanna*. I — *Isoëtes lacustris*. Sp — *Sparganium*. Pt — *Potamogeton*. 1—10 — die Probestellen der rezenten Diatomeen.

Die in den höheren Niveaus liegenden Seen Finnlands sind älter, da sie früher von der Ostsee abgeschnürt worden sind. Der See Siikajärvi liegt 55.94 m ü. d. M. und ist zum letzten Male während der Ancyluszeit von der Ostsee abgeschnürt gewesen. Nach HYYPÄ (1937) liegt Litorina I in Nuukio ca. 37 m und Ancylus 1 ca. 57 m ü. d. M. Nach HYYPÄs Untersuchungen können die Sedimente des Litorinameeres im Becken des Siikajärvi nicht vorkommen, da das Litorina nicht bis dorthin gereicht hat.

Der See Siikajärvi ist 2.250 km lang und an der weitesten Stelle 800 m breit. Die tiefste Stelle, die im See gefunden worden ist, liegt 18 m unter Wasser. Das pH des Wassers schwankte im Laufe des Sommers 1950 zwischen 4.8 und 6.1. Die Durchsichtigkeit lag Anfang Juni desselben Jahres zwischen 1.6 und 2.4 und bezug im August 1.2 bis 1.9 m. Der See gehört zu den oligotrophen Seen. Da am Seeufer überall Sommerwohnungen anzutreffen sind, durch die Nährsalze in das Seewasser gelangen, wird der See nach einigen Jahrzehnten langsam eutroph werden.

Ein Vertikalprofil aus den Seesedimenten

Wo der See am Nordende nach Westen eine Biegung macht, ist die Bucht zum Teil zugewachsen. Aus dieser zugewachsenen Stelle wurde mit dem Hilerschen Moorbohrer ein Vertikalprofil erbohrt (Abb. 1, x I). Aus diesem Vertikalprofil wurden dann die Diatomeen und Pollen der Pflanzen untersucht. Die Resultate dieser Untersuchungen sind auf Abbildungen 2—4 dargestellt. An der Bohrungsstelle des Vertikalprofils ruht am Grunde eine 3.55 m mächtige Tonschicht. Auf dem Ton liegt eine 0.9 m dicke Feinsandablagerung, die wiederum von einer 0.2 m dicken sandhaltigen Tonschicht bedeckt ist. Auf dieser liegt eine 0.24 m starke Tongyttjaablagerung, die langsam in eine 15 cm dicke Feindetritusgyttja übergeht. Auf diesen Wassersedimenten liegt eine 1.8 m mächtige Torfablagerung, grösstenteils *Sphagnum*-Torf.

In den Tonablagerungen von 5 m an abwärts bis zum Grunde ist die Diatomeenflora eine typische Süsswasserflora, die grösstenteils Eunotien, Pinnularien, Fragilarien, Frustulien, Gomphonemen, Cymbellen u. a. in kleinen Gewässern Finnlands vorkommende Formen enthält. Alle diese Tonproben sind arten- und individuenarm. Nach der Zusammensetzung der Diatomeenflora zu schliessen, sind diese Sedimente während des Baltischen Eisseestadiums abgesetzt worden. So finden sich z. B. in der Probe aus 5.1 m Tiefe nur *Eunotia pectinalis*, *E. polyglyphis*, *E. veneris*, *Frustulia rhom-*

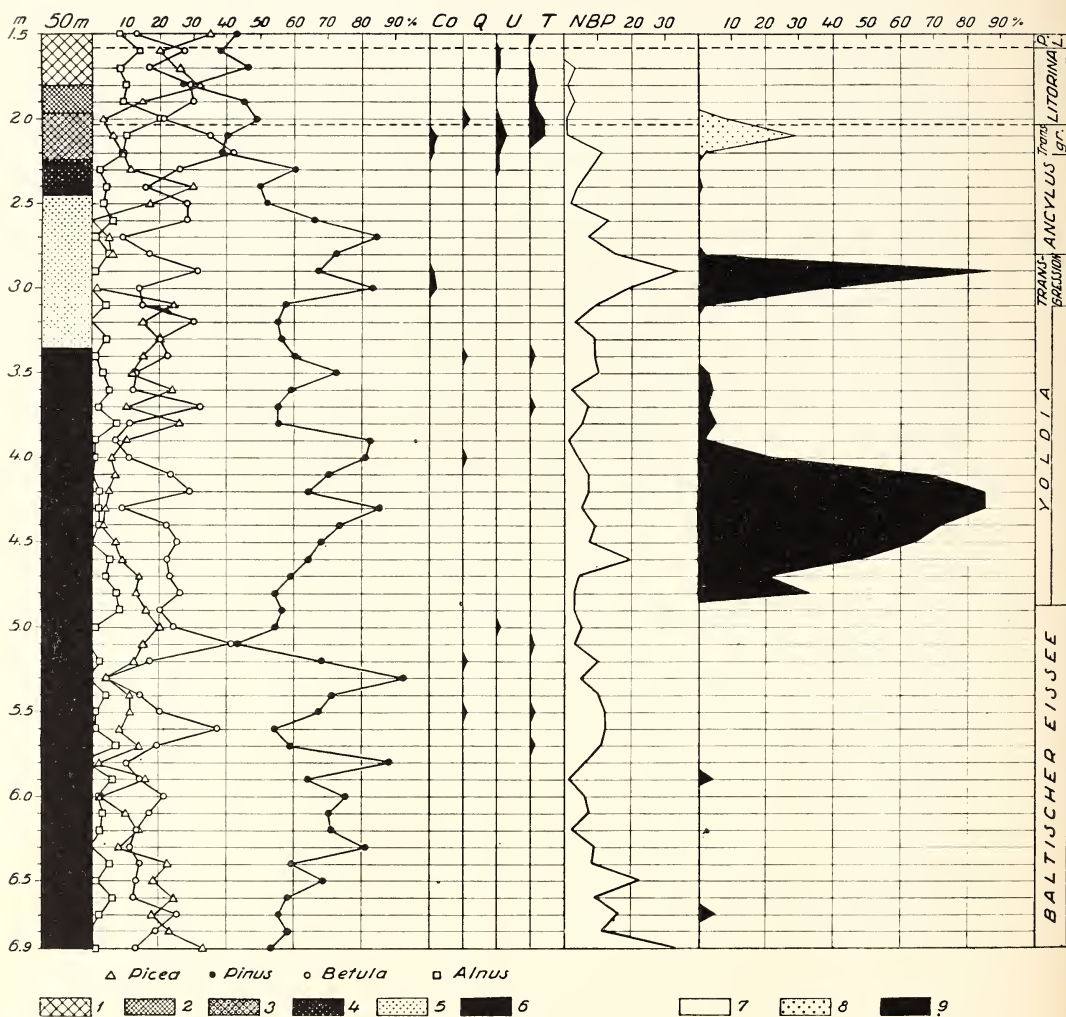


Abb. 2. Vertikalprofil des Sees Siikajärvi. 1 — Torf. 2 — Feindetritusgyttja. 3 — Tonggyttja. 4 — Sandhaltiger Ton. 5 — Feinsand. 6 — Ton. 7 — Süswasserdiatomeen. 8 — Grosseeformen. 9 — Salzwasserdiatomeen. 50 m m, 56 m s.

bodesi var. *saxonica*, *Melosira distans* und *Tabellaria fenestrata* oder insgesamt nur 6 Arten und Varietäten. Die Probe aus 5.6 m Tiefe enthielt nur 3 Arten, nämlich *Melosira ambigua*, *M. distans* und *Pinnularia nobilis*, die alle sehr selten vorkamen. In den untersten Sedimenten, die tiefer als 6.5 m liegen, kamen Diatomeen etwas reichlicher vor. In einigen Proben stiegen die Arten-

zahlen sogar bis auf 30. Ebenso waren die Individuenzahlen grösser. Man konnte ganz leicht 100 Individuen in einem Dauerpräparat finden. Die in den oben angeführten Tonproben vorhandenen Diatomeen bestätigen uns unwidersprechlich, dass sich die Tonablagerungen in der Nähe des Landeisrandes, wo damals nur süsses Wasser gewesen ist, abgesetzt haben. Beinahe ähnliche Süsswasserdiatomeenflora konnte HYYPÄ aus einer Probe nicht weit des Landeisrandes auf der Insel Grönland feststellen (BOYD 1948). Der Verfasser dieser Untersuchung konnte im Sommer 1949 einige rezente Diatomeenproben aus der Nähe des Blaamandsises in Norwegen sammeln. In diesen Proben kamen zum grössten Teil dieselbe Formen vor, die in den untersten Sedimentschichten im Vertikalprofil des Sees Siikajärvi vorhanden waren und die auch HYYPÄ gefunden hat (MÖLDER 1951, S. 127). OKKO brachte im Sommer 1949 einige rezente Diatomeenproben aus Island mit, die aus der Nähe des Landeisrandes oder aus kleinen Lachen auf dem Landeis gesammelt sind. Auch diese rezente Diatomeenproben enthielten viele Formen, die für alle obengenannte Untersuchungsgebiete gemeinsam sind (MÖLDER 1951, S. 131). Wie aus diesen Tatsachen hervorgeht, können diese Diatomeen in der Nähe des Landeisrandes sowie auf dem Landeis gut gedeihen und vermehren.

Betrachtet man das Vorkommen von Baumpollen in den Tonproben von 5 m Tiefe an abwärts, dann ist festzustellen, dass in den ältesten Sedimenten Baumpollen sehr selten vorkommen. Häufig waren sogar 9 bis 10 Präparate zu durchmustern, bevor so viel Baumpollen festgestellt werden konnte, dass sich aus diesen die Prozentverhältnisse für jede Art ausrechnen liessen. Wie aus Abb. 2 zu ersehen, kommt *Pinus*-Pollen in allen Proben mehr oder weniger reichlich vor. Die Prozentzahlen steigen in allen Proben über 50, und in der Probe aus 5.3 m Tiefe steigt sie sogar auf 92. Aus diesen Resultaten kann geschlossen werden, dass Kieferwälder damals gut gedeihen.

Betula-Pollen kommt in den Proben nicht so reichlich vor wie Kieferpollen (Abb. 2). In 5.1 m Tiefe macht er 41 % und in 5.6 m Tiefe 37 % aller in diesen Proben vorkommenden Baumpollen aus. In 5.3 m Tiefe fällt der Prozentsatz sogar auf 4. In den anderen Proben schwankt er zwischen 10 und 20. Aus diesen Resultaten ist zu ersehen, dass die Birke damals nicht so verbreitet war wie die Kiefer.

Alnus kommt in allen Schichten mehr oder weniger selten vor, und der Prozentsatz schwankt zwischen 1 und 7. Die Erle ist während dieser Zeit in der Umgebung des Sees Siikajärvi gewachsen, aber grosse Bestände hat er nicht gebildet. Reichlicher als *Alnus* tritt *Picea* in den Sedimenten auf. In der untersten Probe macht sie sogar 33 % aus, dann nimmt sie nach oben

zu langsam ab. In den Proben aus 5.8 und 6 m Tiefe fällt der Prozentsatz sogar auf 2. Auch die Fichte ist damals ganz gut gediehen, sonst könnten ihre Pollen in den Sedimenten nicht so reichlich vorkommen.

Edle Laubbäume kommen in den Proben nur gelegentlich und sehr selten vor. Diese einzelnen Pollen sind wahrscheinlich durch Fernflug nach dem Siikajärvi gelangt. Bei dem Vorkommen von Pinus- und Picea-Pollen ist zu beachten, dass das Wasser diese Baumpollen manchmal verreichert, da sie besser auf dem Wasser schwimmen und der Wind sie dann in die Buchten treibt.

Nichtbaumpollen kommen in der untersten Probe sehr reichlich vor. Diese Pollen erweisen, dass in der Umgebung Sträucher und niedere Pflanzen gut fortgekommen sind. Unter den Pollen finden sich häufig Rosaceen, Chenopodiaceen, *Menyanthes*- und *Artemisia*-Pollen. Je höher die Sedimente liegen, desto weniger Nichtbaumpollen enthalten sie. Die Diatomeenflora sowie die Nichtbaumpollen bestätigen unwidersprechlich, dass während dieser Zeit, als die obengenannten Sedimente abgesetzt worden sind, der Wasserspiegel keinen besonders grossen Schwankungen unterstanden hat. Alle Tatsachen sprechen dafür, dass wir es mit Sedimenten des Baltischen Eissees zu tun haben. Auch die Baumpollen erzählen, dass das Klima damals günstig war, so dass die Pflanzen so reichlich gedeihen konnten.

Von 4.8 m Tiefe an aufwärts kommen unter den Diatomeen Salzwasserformen vor (Abb. 2). In der obengenannten Probe beträgt *Diploneis Smithii* 17 %, *D. Smithii* var. *pumila* 14 % und *Nitzschia navicularis* 2 % aller Diatomeen, was insgesamt 33 % Salzwasserdiatomeen ausmacht. Diese plötzliche Veränderung in der Diatomeenflora bestätigt, dass der kleine Binnensee mit Meerwasser in Verbindung gestanden hat und dass aus diesem Salzwasserdiatomeen in den Siikajärvi haben eindringen können. In der Probe aus 4.7 m Tiefe gesellt sich zu den obengenannten Salzwasserformen noch *Nitzschia spectabilis*, die im Brackwasser gut gedeiht.

In den die obengenannten Schichten überlagernden Wassersedimenten kommen Salzwasserdiatomeen immer reichlicher vor. So machen sie in 4.6 m Tiefe 48 %, in 4.5 m Tiefe 65 % und in den Proben aus 4.2 und 4.3 m Tiefe sogar 85 % aller in diesen Proben festgestellten Diatomeen aus. Von 4.2 m Tiefe an aufwärts nehmen die Salzwasserformen wieder langsam ab, bis sie in 3.4 m Tiefe völlig verschwinden (Abb. 2). In diesen Sedimenten finden sich ausser den obengenannten Formen noch *Achnanthes Hauckiana*, *Gyrosigma balticum*, *Nitzschia punctata*, *Diploneis interrupta*, *Nitzschia tryblionella*, *Synedra tabulata*, *Navicula peregrina* und *Thalassiosira baltica*, die alle Brack- und Salzwasserformen sind.

AARIO (1935) hat in Jahren 1931—1934 die Transgressionen im mittleren Uusimaa untersucht und konnte feststellen, dass die I. Litorinatransgression in Haapakujansuo am Süden des Sees Pitkajärvi in Nuuksio auf 36.5 m ü. d. M. gestiegen ist. Insgesamt hat AARIO im Untersuchungsgebiet Ancylustransgression, Mastogloiatransgression, I., II. und III. Litorinatransgression, die letzte steinzeitliche Transgression und die Eisenzeittransgression oder 7 Transgressionen festzustellen vermocht. Da der See Siikajärvi nicht weit von diesem Moore Haapakujansuo nach Nordwesten liegt, kann Litorina I. an dieser Stelle ca. 37 m ü. d. M. liegen.

Nach SAURAMO (1953) ist Litorina I im Siikajärvi ca. 37 m ü. d. M. Diese Resultate stimmen gut überein, und ganz sicher ist das Litorina an dieser Stelle nicht höher als 37 m ü. d. M. gestiegen hat. Da die Bohrungsstelle des Vertikalprofils 55.94 m ü. d. M. liegt, können die Litorinasedimente im Vertikalprofil nicht vorkommen. So können die obengenannten Salzwasserdiatomeen nur aus den Yoldiameersedimenten stammen, denn andere ältere Salzwasserdiatomeen sind aus dieser Gegend nicht bekannt.

In 3.9 m Tiefe verschwinden die Salzwasserdiatomeen beinahe vollständig, und sie machen nur 2 % aller in dieser Probe vorhandenen Formen aus. Diese waren *Achnanthes Hauckiana* und *Nitzschia navicularis*. Einige Salzwasserdiatomeen kommen noch in den Tiefen 3.5, 3.6, 3.7 und 3.8 m vor (Abb. 2). Trotzdem die Salzwasserformen 2 bis 5 % ausmachen, ist vom Yoldiameer der See abgeschnürt, in dem die Süßwasserdiatomeen, die heutzutage in Finnland in den kleineren Seen überall verbreitet sind, gut gedeihen. Wir haben es mit einer Yoldiaregression zu tun, und der Wasserspiegel des Yoldiameeres ist wenigstens unter 55 m gesunken, da die Bohrungsstelle 55.94 m ü. d. M. liegt.

Wie aus Abb. 2 ersichtlich, kommen Baumpollen beinahe mit denselben Prozentsätzen vor, wie wir sie bei den tiefer liegenden Sedimenten gesehen haben. Die Nichtbaumpollen zeigen eine Erhöhung der Pollen am Anfang des Yoldiastadiums, als das Wasser die Ufergebiete überflutete und von den Wiesen reichliche Nichtbaumpollen mitbrachte, die sich dann am Boden absetzten.

Nach der Abschnürung des Sees Siikajärvi vom Yoldiameer erscheinen wieder Süßwasserdiatomeen in den Sedimenten. Unter diesen Formen finden sich häufig Eunotien, Pinnularien, Fragilarien, Cymbellen, Gomphonemen und *Melosira*-Arten, unter denen *Melosira distans* grösste Individuenzahlen erreicht. Alle obengenannten Formen kommen rezent in kleineren Gewässern überall vor. Grössere Prozentsätze erreichen *Achnanthes minutissima*, *Amphora ovalis*, *Cymbella gracilis*, *C. ventricosa*, *Eunotia faba*, *E. pectinalis* mit den

Varietäten *minor* und *ventralis*, *E. polyglyphis*, *E. robusta*, *E. veneris*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Gyrosigma attenuatum*, *Melosira ambigua*, *M. islandica* ssp. *helvetica*, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa* und *Tetracyclus lacustris*. Alle diese Diatomeen bestätigen zweifellos, dass das Yoldia Meer regressiv gewesen ist und dass der Siikajärvi keine Verbindung damit unterhalten hat.

Unter den Baumpollen kommt *Pinus*-Pollen weniger häufig vor, und der *Picea*-Pollen hat wieder an Reichtum zugenommen, so dass er in 3.8 m Tiefe 26 % ausmacht. Zwei Proben enthalten ein *Quercus*- und ein *Tilia*-Pollenkorn, sonst aber ist die Baumpollenzusammensetzung beinahe dieselbe wie während des Salzwasserstadiums. Nach den Baumpollen muss dieses Abschnürung auch zur Yoldiazeit gehören. Nichtbaumpollen kommen in den Sedimenten des Abschnürungstadiums sehr selten vor, wie auch heutzutage in den Binnenseen Finnlands.

Von 3.1 m Sedimenttiefe an aufwärts kommen die Salzwasserdiatomeen *Diploneis interrupta*, *D. Smithii*, *D. Smithii* var. *pumila*, *Nitzschia navicularis*, *N. punctata* und einige andere Formen wieder vor. Unter diesen Diatomeen erreicht *Nitzschia navicularis* in 2.9 m Tiefe so grosse Individuenzahlen, dass sie allein 76 % aller in dieser Probe vorkommenden Salzwasserdiatomeen ausmacht. Ebenso schnell, wie diese Salzwasserdiatomeen erscheinen, verschwinden sie wieder, und in 2.8 m Tiefe kommt nur *Nitzschia punctata* vor, die 2 % aller Diatomeen ausmacht.

Wie schon auf Seiten 1 und 5 festgestellt, konnte Litorina I bis zu dem See Siikajärvi nicht reichen, so bleibt nur das Yoldia Meer übrig. Nach SAURAMO (1953) reichte Yoldia I in diesen Gegenden bis 100—101 m ü. d. M. Es bleibt keine andere Möglichkeit übrig, als dass wir es hier mit einer Transgression zu tun haben, die am Ende des Yoldiastadiums eingetreten sein muss. Nach Sauramo ist diese Transgression die Rhabdonematransgression oder nach seiner letzten Veröffentlichung (1953) die Echineistransgression.

Von den Baumpollen hat *Betula* während dieser Transgression zugenommen, und *Picea* sowie *Alnus* sind beinahe verschwunden. Interessanterweise kommen Nichtbaumpollen in den Transgressionssedimenten sehr reichlich vor. Sie erreichen im 2.9 m Tiefe ebenso grosse Prozentsätze wie im 6.9 m Tiefe (Abb. 2). Die Nichtbaumpollen zeigen uns, dass das Wasser die Wiesen am Seeufer bedeckt und die Pollen während der Überschwemmung an tiefere Stellen verfrachtet hat.

Auch aus den Sedimenten lässt sich erschliessen, dass an dieser Stelle damals eine Transgression bestand. Auch AARIO hat in dieser Umgebung mehrere Transgressionen feststellen können. In den Sedimenten kommen

immer Veränderungen vor, denn das Wasser steigt über die Seeufer hinaus und transportiert von den steilen Stellen Sand und andere gröbere Partikeln in tieferes Wasser. In der Umgebung von Hamina hat der Verfasser an vielen Stellen in der Tonschicht eine Sandschicht von 10—15 cm Dicke wahrgenommen.

Von 2.8 m Tiefe an aufwärts verschwinden die Salzwasserdiatomeen wieder, und Süßwasserformen erscheinen, unter denen *Melosira distans* dominierend auftritt. Diese in kleineren Gewässern gedeihenden Formen kommen dann bis zur Gegenwart in den Sedimenten vor und bestehen auch rezent in dem See Siikajärvi weiter. Eine Ausnahme machen die Diatomeen in 2.1 m Tiefe. In dieser Tiefe kommen plötzlich Grosseediatomeen individuenreich vor. Besonders hat *Melosira arenaria* hohe Individuenzahlen erreicht. Die obengenannte Diatomee sowie die anderen Grosseeformen kommen gewöhnlich sehr individuenreich in den Ancyclusseesedimenten vor. Nach HYYPÄ (1937) reichte Ancyclussee bis 56 m ü. d. M. und überflutete auch das Siikajärvi-Becken. Nach SAURAMO (1953) erreichte das Ancyclus in dieser Umgebung 57 bis 58 m ü. M. Aus diesen beiden Untersuchungen geht deutlich hervor, dass der Ancyclussee bis zum Siikajärvi gereicht hat und dass wir es mit Ancyclusseesedimenten zu tun haben. Nach der Yoldia-transgression trat eine Regression ein. Der Siikajärvi wurde abgeschnürt, und nach einiger Zeit stieg das Wasser im Ancyclussee und bedeckte mit Ancyclusseesedimenten ältere Kleinseesedimente.

Baumpollen kommen in diesem Profil in den Ancyclusseesedimenten nicht so vor, wie sie gewöhnlich in den Torfablagerungen auftreten. Diese Abweichung lässt sich wahrscheinlich dadurch erklären, dass die im See verlaufenden Wasserströmungen die Baumpollen hin und her transportiert haben. So können an stilleren Stellen Pollen von *Pinus* und *Picea* viel individuenreicher vertreten sein als in Mooren, wo solche Verreicherungen nicht geschehen können.

Am Anfang der Ancyclus-transgression ist eine kleine Steigung unter den Nichtbaumpollen zu erkennen. Dieselbe Erscheinung war schon bei den früheren Transgressionen festzustellen. In den Ancyclusseesedimenten kommen Pollen edler Laubbäume etwas reichlicher vor als in den Torfablagerungen. Auch diese Verreicherung lässt sich durch Wassertransport erklären.

Von 2.05 m Tiefe an aufwärts sind die Sedimente anzutreffen, die während der Litorinazeit abgesetzt worden sind. Die Diatomeen sind alle Kleinseeformen und bestätigen, dass sich der See Siikajärvi zum letzten Male abgeschnürt hat. Dieses Kleinseestadium hat sich dann bis zur Gegenwart fortgesetzt. Jetzt haben wir einen kleinen oligotrophen See, wo *Isoetes lacustre* und *Lo-*

belia Dortmanna überall am Ufer gut gedeihen. Die Vermoorung der Bucht an der Vertikalprofilstelle hat in der Mitte des Litorinastadiums angefangen und setzt sich heute noch weiter fort.

Die Diatomeenflora in den litorinazeitlichen Wassersedimenten ist sehr artenreich. In allen Proben findet man 70—90 Arten, was bestätigt, dass die Wachstumsbedingungen damals recht günstig waren. In den Wassersedimenten kommen folgende Formen mehr oder weniger individuenreich vor: *Achnanthes minutissima*, *Anomoeoneis foliis*, *A. serians*, *Eunotia bidentula*, *E. diodon*, *E. faba*, *E. pectinatis*, *E. polyglyphis*, *E. robusta*, *E. tenella*, *E. veneris*, *Fragilaria constricta*, *Frustulia rhomboides*, *Melosira distans*, *Pinnularia dactylus*, *P. gibba*, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa* und *Tetracyclus lacustris* oder insgesamt nur 19 Formen.

In den Torfablagerungen erreichten grosse Individuenzahlen *Eunotia alpina*, *E. exigua* var. *compacta*, *E. lunaris* und die Varietät *subarcuata*, *E. septentrionalis* und *E. tenella* oder nur diese Formen, die in den Gewässern mit pH 4 bis 6 gut gedeihen. Alle anderen Diatomeen, die in den Torfablagerungen vorkommen, sind sehr selten und gelegentlich zu finden. Diese selten und gelegentlich vorkommenden Diatomeen sind wahrscheinlich während der Hochwasserzeit dorthin gelangt.

Die in Fennoskandien sowie in Ostkarelien sehr selten vorkommende Diatomee *Actinella punctata* erscheint in den Litorina- und Ancylostadien insgesamt nur zweimal (KOLBE 1948, QUENNERSTEDT 1949, MÖLDER 1951). KOLBE und QUENNERSTEDT konnten in Schweden feststellen, dass diese Diatomee in dystrophen Seen mit pH 5.3—6.5 verbreitet ist. Der Verfasser fand sie in Ostkarelien in dem See Vittjärvi, wo pH des Wassers 5.2 war. Aus diesen Ergebnissen kann geschlossen werden, dass das Wasser im See Siikajärvi, wo pH zwischen 5 und 6 schwankte, sauer war.

An sonstigen im Vertikalprofil nur ein einziges Mal vorkommenden Diatomeen zu nennen sind *Achnanthes flexella* var. *alpestris*, *A. Hauckiana*, *Anomoeoneis exilis*, *Asterionella gracillima*, *Caloneis bacillum*, *Ceratoneis arcus*, *Cyclotella chaetoceras*, *Cymbella sinuata*, *Diploneis finnica*, *Epithemia Muelleri*, *Eunotia bigibba*, *E. crista galli*, *E. Meisteri*, *E. monodon*, *Fragilaria capucina*, *Gomphonema longiceps*, *G. subtile*, *G. subtile* var. *sagitta*, *Melosira varians*, *Meridion circulare*, *Navicula pseudoscutiformis*, *Neidium affine* var. *capitata*, *N. iridis*, *N. productum*, *Nitzschia tryblionella*, *Opephora Marty*, *Peronia erinacea*, *P. Heribaudi*, *Navicula radiosa*, *Pinnularia borealis*, *P. Braunii* var. *amphicephala*, *P. hemiptera*, *P. polyonca*, *P. subcapitata* und var. *Hilseana*, *P. sublinearis*, *P. undulata*, *Stauroneis Smithii*, *Stenopterobia intermedia*, *Surirella Capronii*, *S. elegans* und *Thalassionema nitzschioides*

oder insgesamt 42 Arten und Varietäten von 221 Formen, die in dem Vertikalprofil vorkommen.

Es ist eigenartig, dass nur wenige Diatomeen im Vertikalprofil grössere Individuenzahlen erreichen. Zu diesen gehören *Nitzschia navicularis*, *Diploneis Smithii*, *Melosira arenaria*, *Gyrosigma attenuatum*, *Melosira distans* und *Frustulia rhomboides* (Abb. 3). Von ihnen sind zwei Salzwasserformen, und die übrigen gehören zu den Süßwasserdiatomeen.

Von den obengenannten Diatomeen ist *Melosira arenaria* sehr wichtig bei allen quartärgeologischen Untersuchungen. Nach den gültigen Auffassungen ist diese Diatomee in den Ancyclusseesedimenten als typischer Vertreter anzutreffen. Rezent findet man diese Diatomee in Finnland in grösseren Seen am Grunde im Ufergebiet, wo sie gut gedeiht und grosse Individuenzahlen erreicht (MÖLDER 1943). Da diese Diatomee heutzutage noch lebt, kann sie nicht als typische Ancyclusseediatomee betrachtet werden. Im Vertikalprofil des Sees Siikajärvi kommt sie in 2—2.2 m Tiefe in den Proben reichlich vor und fehlt sonst in den anderen Schichten vollständig. Nach diesem Vorkommen können wir schliessen, dass wir es mit Ancyclusseesedimenten zu tun haben. In diesem Falle verhält es sich wirklich so, dass der Ancyclussee bis zum Siikajärvi gereicht hat (SAURAMO 1953).

Tonangebend mit ihrem Reichtum im Vertikalprofil ist *Nitzschia navicularis*, die rezent in Salzwasser vorkommt. Rezent wächst sie massenhaft in Lagunen und Buchten. Nach dem Vorkommen im Vertikalprofil kann

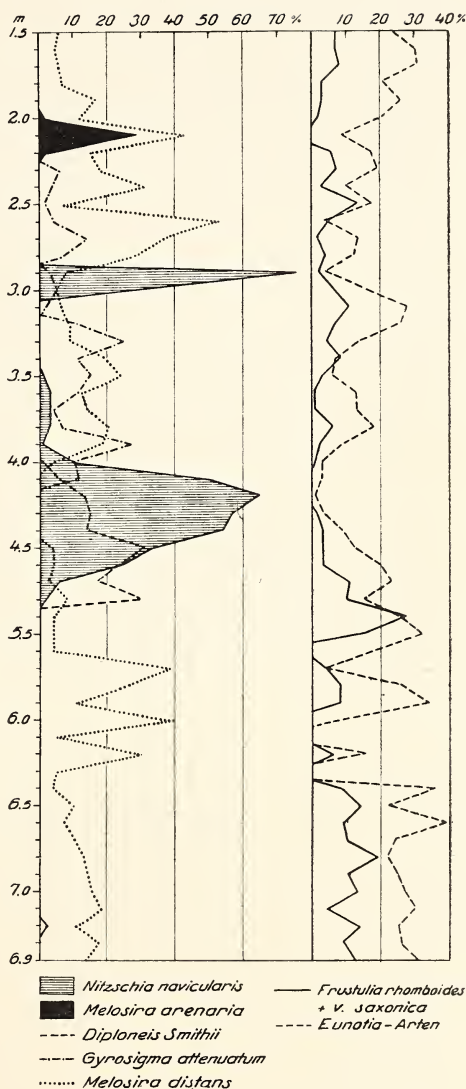


Abb. 3. Das Vorkommen einiger Diatomeenarten im Vertikalprofil.

man schliessen, dass in der Umgebung des Siikajärvi damals ein Lagunenstadium bestand, als die Sedimente sich in 3 und 4.2 m Tiefe absetzten. Dieses Lagunenstadium ist sehr gut zu verstehen, da Sauramo eine schwache Echineistransgression im Kirchspiel Espoo bei dem See Kalatonlampi hat feststellen können (SAURAMO 1953). Im Vertikalprofil des Sees Kalatonlampi kommen die Salzwasserdiatomeen nicht so reichlich vor wie im See Siikajärvi. Es verhält sich deshalb so, weil der Kalatonlampi ca. 4 m höher liegt als der Siikajärvi und das Wasser während der Transgression seichter gewesen ist, wobei es gewöhnlich auch weniger Salz enthalten hat. In der Umgebung des Sees Siikajärvi sind hohe Felsen, so dass am Ende der Yoldiazeit an dieser Stelle nur eine Lagune hat bestehen können.

Beinahe ähnlich wie *Nitzschia navicularis* kommt auch *Diploneis Smithii* im Vertikalprofil vor (Abb. 3). In den Yoldiasedimenten tritt sie früher auf als die obengenannte Diatomee und verschwindet auch früher. In 4.5 m Tiefe macht sie 31 % und in 4.8 m Tiefe 30 % aller in diesen Proben vorkommenden Diatomeen aus. In den höher liegenden Sedimenten der Yoldiatransgression kommt sie nicht mehr so reichlich vor. Rezent findet sich diese Salzwasserdiatomee an den Ufern hier und da recht häufig. In tieferem Wasser erreicht sie grössere Individuenzahlen, kommt aber auch in seichten Ufergebieten vor.

Die in den Binnenseen verbreitete Süsswasserdiatomee *Gyrosigma attenuatum*, wird von den Quartärgeologen zu den Ancylosseeformen gerechnet und soll in den Ancylosseesedimenten vorkommen (SAURAMO 1940). Im Vertikalprofil des Sees Siikajärvi kommt sie gerade in den Sedimentschichten vor, wo Eunotien und Pinnularien sehr grosse Individuenzahlen erreichen, fehlt aber in den Sedimentschichten, wo *Melosia arenaria* und andere Grossseeformen reichlich vorkommen (Abb. 2 u. 3). Rezent findet man *Gyrosigma attenuatum* in den Binnenseen Finnlands beinahe überall. Auch in kleineren Seen sind sie im Plankton sowie in der Uferregion mehr oder weniger häufig anzutreffen. Nach dem rezenten Vorkommen ist zu sagen, dass diese Diatomee keine typische Grossseeditomee ist. In Estland z. B. tritt sie in den Flüssen und kleinen Seen überall auf und erreicht im Frühling sogar ihr Entwicklungsmaximum (MÖLDER 1938).

Melosira distans ist im Vertikalprofil in allen Süsswassersedimenten vertreten, fehlt aber vollständig in den Yoldiasedimenten (Abb. 3). Höchste Individuenzahlen hat sie in den Sedimenten vor der Yoldiazeit erreicht. Ebenso hohe Individuenzahlen erlangt sie in 2.6 m Tiefe in den Ancyluszeitsedimenten, wo sie sich auf 52 % aller in dieser Probe vorkommenden

Diatomeen belaufen hat. Rezent lebt sie beinahe in allen Gewässern in der Uferregion.

Wie aus Abb. 3 zu ersehen, kommt die in sauren Moortümpeln weit verbreitete *Frustulia rhomboides* nebst ihrer Varietät *saxonica* im Vertikalprofil in den ältesten Sedimentablagerungen reichlich vor. Diese Diatomee bezeugt, dass das Wasser vor der Yoldiazeit recht sauer war. Sie gehört zu den azibionten Formen, die rezent am besten in Gewässern mit 4.5 bis 6 pH gedeihen (MÖLDER 1951). In den jüngeren Sedimenten ist sie noch vertreten, erreicht aber nicht mehr so grosse Individuenzahlen.

Beinahe ähnlich wie die oben behandelten Formen erscheinen die *Eunotia*-Arten im Vertikalprofil (Abb. 3). Auch diese Diatomeen leben am besten in den Gewässern, wo pH zwischen 4 und 6 schwankt (MÖLDER 1937). In den älteren Sedimenten fehlen diese Formen überhaupt. In den Yoldiaablagerungen werden sie auch sehr selten wahrgenommen, da sie im Salzwasser nicht leben können.

Alle oben angeführten Tatsachen bestätigen ganz sicher, dass am Ende der Yoldiazeit in der Umgebung des Sees Siikajärvi eine Transgression stattgefunden hat, die wenigstens bis 59 m ü. d. M. reichte. Auch während der Ancycluszeit ist das Wasser gestiegen, und damals konnten sich die im Vertikalprofil vorkommenden Grossseeformen entwickeln, die jetzt als subfossile Formen vorkommen.

Der See Siikajärvi in der Gegenwart

Heute ist der See Siikajärvi ein kleines Binnengewässer mit klarem und nährstoffarmem Wasser. Grösstenteils reichen nackte Felsen bis an das Wasser. Aber es gibt Stellen, wo Sandschichten oder Moräne tief in den See vordringen. Phytoplankton sowie höhere Pflanzen kommen sehr spärlich vor. Am Nordende des Sees wächst hier und da *Nuphar luteum* in kleinen und lichten Beständen (Abb. 1). An diesen Stellen, wo es vorkommt, tritt Dyboden auf. Am Südwestende des Sees wächst wiederum *Nymphaea alba*, und *Nuphar luteum* kommt überhaupt nicht vor. Wie aus Abb. 1 ersichtlich, wachsen am Ufer des Sees noch *Lobelia Dortmanna*, *Isoetes lacustris*, *Phragmites communis*, *Potamogeton*-, *Carex*- und *Sparganium*-Arten. Der See Siikajärvi ist ein typischer oligotropher See mit saurem Wasser.

Aus der Mitte wurden quer über den See rezente Benthosdiatomeenproben mit dem Bodenschöpfer entnommen (Abb. 1, Nr. 1—10). Probe 1 wurde von *Lobelia Dortmanna* abgekratzt, die am Ufer in 10 cm Wassertiefe wuchs.

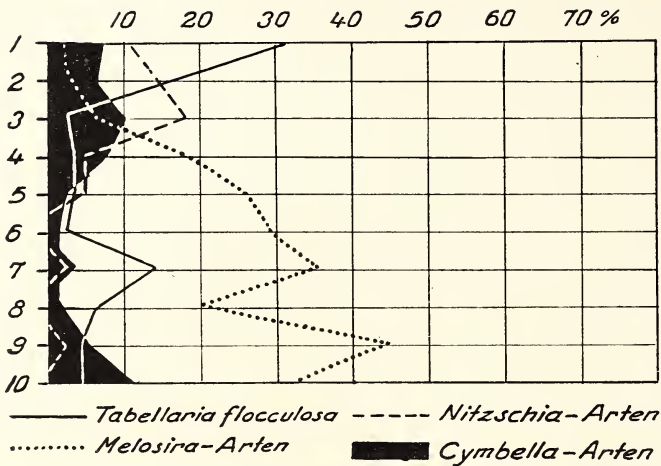


Abb. 4. Das Vorkommen rezenter Diatomeen im Querprofil des Sees.

In diesen 10 rezenten Diatomeenproben konnten insgesamt 205 Arten und Varietäten festgestellt werden. Trotzdem nur 10 Proben untersucht wurden, wiesen sie nur 10 gemeinsame Diatomeen auf. Diese Formen sind: *Anomoeoneis serians* var. *brachysira*, *Cymbella gracilis*, *Eunotia veneris*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Gomphonema acuminatum* var. *coronata*, *Melosira distans*, *M. distans* var. *lirata*, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa* und *Tetracyclus lacustris* oder nur 4.9 % aller Diatomeen. Alle diese Diatomeen kommen auch im Vertikalprofil vor.

Aus Abb. 4 geht hervor, dass *Melosira*-Arten in tieferem Wasser gut gedeihen und am Ufer in seichtem Wasser sehr selten vorkommen. Dagegen erreichte *Tabellaria flocculosa* an *Lobelia Dortmanna* so grosse Individuenzahlen, dass sie allein 39 % ausmachte. Nitzschien kommen beinahe alle im Ufergebiet in seichtem Wasser vor. Nur einige Formen erscheinen gelegentlich in tieferem Wasser. Cymbellen wachsen auf Substraten, an denen sie mit Schleimfäden befestigt sind. Wahrscheinlich deshalb finden sich auch diese Diatomeen in der Uferregion, wo das Wasser seichter ist (Abb. 4).

Literaturverzeichnis

- AARIO, L. Die postglazialen Niveauverschiebungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen. Ann. Acad. Scient. Fenn. S. A, T. 44, 1, S. 1—161. 1935.
- BOYD, LOUISE A. The Coast of Northeast Greenland. Americ. Geogr. Soc. Spec. Public. 30, 1948.
- HYYPÄ, E. Post-Glacial Changes of Shore-line in South Finlande. Bull. Comm. géol. Finlande. 120, S. 1—225. 1937.
- KOLBE, R. W. Einige bemerkenswerte Diatomeen aus schwedischen Gewässern. Svensk. Bot. Tidskr. 42, S. 457—466. 1948.
- MÖLDER, K. Die rezente Eunotienflora Finnlands. Ann. Bot. Soc. Zool.-Bot. Fenn. Vanamo. 8, 7, S. 1—29. 1937.
- »— Die rezente Diatomeenflora Estlands. Ibid., 12, 2, S. 1—64. 1938.
- »— Rezente Diatomeen in Finnland als Grundlage quartärgeologischer Untersuchungen. Geol. d. Meere u. Binnengewässer. Bd. 6, H. 2, S. 148—240. 1943.
- »— Die Entwicklungsgeschichte des Sees Vieljärvi in Ostkarelien und die Klimaschwankungen im Lichte der fossilen Diatomeenfunde aus den Seesedimenten. Bull. Comm. géol. Finlande. 132, S. 101—146. 1944.
- »— Beiträge zur Kenntnis der rezenten Diatomeenflora Ostkareliens. Ann. Bot. Soc. Zool.-Bot. Fenn. Vanamo. 25, 1, S. 1—35. 1951.
- »— Die Diatomeenflora einiger Eisrandstandorte in Norwegen und Island. Archivum Soc. Zool.-Bot. Fenn. Vanamo. 5, 2, S. 126—137. 1951.
- QUENNERSTEDT, N. Om diatoméerna *Actinella punctata* Lewis och *Tabellaria binalis* (Ehr.) Grun. i Svenska vatten. Svensk. Bot. Tidskr. 43, S. 82—97. 1949.
- SAURAMO, M. Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. S. 286. Porvoo/Helsinki 1940.
- »— Ancyclusjärven arvoitus ja sen ratkaisu. Suomen museo. S. 5—33. 1953.

Additional Information on the Findings in the Mylodon Cave at Ultima Esperanza

DR. MARTTI SALMI

Helsinki

Introduction

In 1896 Captain EBERHARDT and his associates found in a cave about 51°35' S.lat. and 72°38' W.long. (Fig. 1) a large piece of thick, well preserved skin covered with long, coarse, tawny hair. The leather which with its round dermal bones had formed a hard armour for its bearer could not possibly belong to any animal known to live in that region. News of the find spread rapidly and parts of the skin were examined. A couple of years later AMEGHINO (1898) published the first conclusion of his studies in which he proved the skin to have belonged to the giant sloth, *Neomylodon Listai* Ameghino.

Soon after the discovery was made the Swedish explorer O. NORDENSKJÖLD went to study the cave. He made several interesting finds which he took to Sweden. Among them was a piece of the same skin, which E. LÖNNBERG started to investigate. He arrived at the same conclusion as AMEGHINO concerning its origin (LÖNNBERG 1899).

The first more thorough investigations in the cave were conducted by ERLAND NORDENSKIÖLD in 1900. He published his results in the same year. On them are based the data on the cave that are introduced below (E. NORDENSKIÖLD 1900).

The opening of the cave is about 120 m wide and 30 m high, and the cave is about 200 m long. Situated some 160 m above sea level, the cave has been formed into a coarse conglomerate the rounded pebbles of which are quartzite, schist and different porphyries. The mass between the pebbles is orthoclase, quartz, mica and a kaolin-like mass, but it also contains fragments of the rock of the pebbles. On the cave roof are indistinct stalactites from which plenty of stones have dropped onto the largely completely dry cave floor. At places water drips down, making the floor damp.



Fig. 1. Map showing the location of the Mylodon cave according to FERRUGLIO (1950).

E. NORDENSKIÖLD found three different layers on the floor of the cave. The topmost A stratum contained remains of animals living today, evidence of human occupation, charred wood and leaves and branches of trees and bushes that grow in present times in the vicinity of the cave. The medium, B layer had plenty of remains of the now extinct *Auchenia* and *Onohippidium*, and some branches, but no wood. The lowest, C stratum contained mostly remains of animals already extinct. The most important among them were the bones and other remains of the giant sloth. No wood was encountered in this layer, but some branches probably belonging to bushes were found.

Dung constituted the principal part of the lowest, C layer which in places was over 1 m deep. In the spots where the dung was best preserved it was completely dry and densely packed. Here and there it had retained its original form apart from the slight flattening of the droppings. As the dung

droppings may be 14 cm in diameter, bigger than the faeces of any animal living today in the region, and as they were found only in the lowest layer, researchers are unanimous in deciding that they are excrement from the giant sloth which died out long ago in the region.

The giant sloth, which E. NORDENSKIÖLD calls *Clossotherium Darwinii* Owen, appears in literature under different names. *Mylodon Darwinii* Listai is the name by which it is most commonly known today. Giant sloth droppings found in the Mylodon cave of Ultima Esperanza have found their way into several collections, e.g. through Prof. V. AUER into the Zoological Museum of Helsinki University as a donation from the Eva Perón Museum.

A radio carbon determination has recently been made of the dung from the Mylodon cave to ascertain its age. The result arrived at is 10832 ± 400 years (BIRD 1951). An important point of contact has thus been established with the oldest layers of the cave and these investigations have consequently gained a more solid foundation than they had earlier.

The present study is also concerned with an examination of the Mylodon cave excrement samples kept at the collections of the Zoological Museum of Helsinki University. The aim is to shed additional light on the conditions in which giant sloths lived in the surroundings of Ultima Esperanza and to discover possible reasons for their disappearance.

The idea of the present study was inspired by a paper read by AUER in January 1954 and published later (AUER 1954). AUER mentioned the assumption that deficiency diseases may have been a significant factor in the disappearance of the giant animal species of olden times. In other words: there may have been unfavourable changes in the trace element content of their nourishment, first reducing the animals' power of resistance, later causing continued weakening, and finally leading to their complete extinction.

Investigation methods

Both microscopical and chemical investigations have been made of the giant sloth dung found in the Mylodon cave.

The microscopical examinations are concerned with the vegetable cells and their pollen contained in these droppings. They are used to discover what nourishment the animals fed on. As it is possible to generalise about the flora of an area on the basis of the pollens, corresponding studies have been made of the excrements of some herbivorous animals living today in order to obtain comparative material. In this connection the faeces studied

were those of the moose (*Alces alces*) and hare (*Lepus timidus*), both collected in the parish of Kisko in south-western Finland. The excrements were collected from the snow surface in February 1954 during a severe frost period. Plants were then dormant and there was consequently no pollen production. To account for the pollen obtained from animal excrements, a surface sample from a bog in the same locality was also examined. It was taken in another connection in the late summer of 1953. The flowering period of plants was already over at that time.

In the chemical examinations the main attention was paid to the minerals of the ashes of the giant sloth's faeces, especially to the so-called trace elements. Some substances present in large quantities in the excrements were also analysed. Analytical tests were made on the moose and hare dung.

The aim is to elucidate the composition of the giant sloth's nourishment and its possible poverty in certain substances important to the vital function of animals on the basis of the chemical consistency of the dung. To this end animal tests were carried out in March-April 1954 in order to procure comparative material. This was all the more important as the literature available does not provide sufficient information on the relationship between the nourishment of animal species and their excrement. It is also understandable that a material in which all the samples are studied with the same methods serves best as comparative material.

Rhesus monkeys (*Rhesus macacus*), kindly placed at the writer's disposal by Prof. KAI SETÄLÄ, Chief of the Patho-Anatomical Institute of Helsinki University, were used as test animals. Three in number, they were given nourishment differing only slightly from their everyday food. Porridge and the fruit portions given once a week were the only items of diet missing. The daily portion comprises

carrots	160 g
potatoes	250 g
cabbage	200 g
bread	110 g
<hr/>	
Total	720 g

Drinking water was given ad lib.

At the beginning of the test the animals were fed on this nourishment for a 3-day period. During the second three days on this diet the excrements were collected daily for analysis. It was not possible to collect the urine, but it was inevitably mixed up with the dung. Hence the test does not give a fully accurate picture of the ratio of nourishment and faeces. But it does

provide a certain basis of comparison for the chemical examinations conducted to solve the question of the nature of the giant sloth's nourishment on the basis of the consistency of its faeces. The monkey test is not accurate quantitatively also for the reason that the test animals did not always eat their daily portion in full, sometimes one sometimes another item being left over.

Table 2 only gives the mean analyses of the dung of each test animal. Each mean represents three analyses made of dung collected on different feeding days. The foodstuffs in the monkeys' feeding were analysed separately and the nutrient mixture of the test animals containing all the component nutrients in the feeding ratio was also analysed.

The chemical analyses were made in the laboratory of Valmet Oy at Jyväskylä under the direction of Mr. A. LEHTINEN, chief of the laboratory, with a large Hilger E 492 quartz spectrograph. The lower limits of the quantitative indication of different elements were Co and Ag=0.0001 per cent, Cu, Pb, Sn, Mn, V, Mo, Ni and Zn=0.001 per cent, Mg and Na=0.1 per cent and Ca, Al, Fe, K and P=1.0 per cent.

Prior to chemical analysis the samples were dried at 110°C at the Soil Laboratory of the Geological Survey for the calculation of the ash content. They were burnt to ash at 450°C.

When a value smaller than the lower limit of the quantitative indication (e.g. < Cu 0.001 per cent) is given as the quantity of some substance it means that the amount of the substance in question is approximately in the neighbourhood of the lower limit mentioned. A dash (—) against a substance indicates that only inconsiderable remains of that substance were traceable.

Microscopical examinations

The dung of the giant sloth contains plenty of poorly digested vegetable cells with a well-preserved structure. The cell tissue consists mainly of the cells of grasses (Gramineae), but there are also cells of sedges, various herbs and subshrubs. No wood cell tissues were found. There are plenty of thorns and thorny tissue among the cells. It may be mentioned that diatomaceae, obviously deriving from drinking water, of the *Epithemia* species was found in the excrements.

Two pollen analyses were made of the giant sloth excrements. The results are given in per cent in Table 1.

The pollen flora of the excrements is very similar in both cases. Compositae pollens are distinctly predominant in each. Next, almost equal in

Table 1. Pollen analysis of the excrements of *Mylodon Darwinii*

	Sample 1	Sample 2
Acaena	4	5
Caryophyllaceae	11	16
Compositae	48	46
Cyperaceae	2	2
Ephedra frustillata	—	2
Erciaceae	1	—
Gramineae	10	11
Lepidium	—	2
Rosaceae	2	—
Sisymbrium	1	—
Umbelliferae	11	16
Varia	10	—
	100 %	100 %

quantity, come the pollens of the Caryophyllaceae, Gramineae and Umbelliferae families. The others are clearly in the minority. Attention is attracted above all by the fact that there is no tree pollen in the excrements. It is assumed that giant sloths fed mainly on the leaves, young shoots and

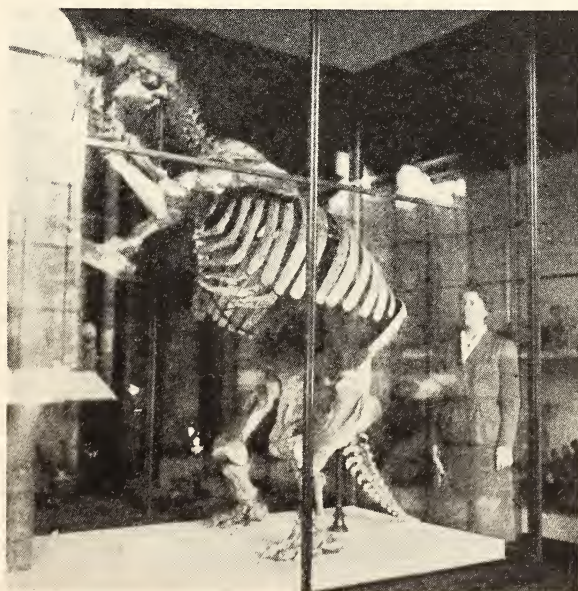


Fig. 2. *Mylodon robustus*. Length about 3.2 m. Brit.Mus.Nat.Hist., London.

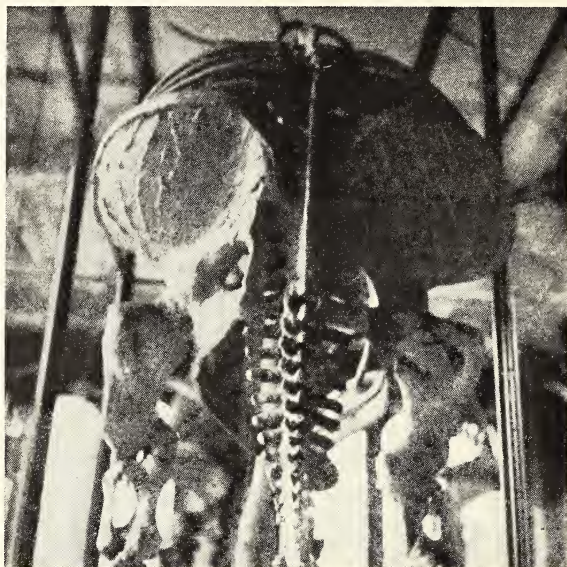


Fig. 3. *Mylodon robustus*. Strong hips. Hip width about 1.2 m. Brit.Mus.Nat. Hist., London.

fruit of trees (ABEL 1912). Indeed the animal is often pictured standing on its strong hindlegs leaning against a tree with its short, weak forelegs. Also, in the natural history collections of the British Museum in London, which the writer had an opportunity of seeing in the summer of 1954, *Mylodon robustus* Owen, obviously somewhat taller than the Mylodon sloth in question here, is likewise reconstructed against a tree in the position mentioned above (Fig. 2). Figure 3 shows the strong hips of the animal.

The pollen flora of the excrements of the Mylodon cave indicate that a treeless steppe vegetation with its grasses, herbs and bushes prevailed in the vicinity of the cave during the lifetime of the sloth. This is also supported by the cell tissue studies of excrements according to which the animal has mainly fed on grass. No tree cell tissue was found in the faeces.

A natural question in this connection concerns the certainty with which it can be concluded from the microscopical examination of the excrements that no forest, or at any rate no individual trees, have grown in the district. Microscopical examinations were also made of the faeces of the moose and hare of Finland to solve this question. The faeces were collected in the winter on snow, i.e. at a time when there was no pollen, as has already been mentioned. The results of these investigations and of the pollen

study of the surface sample from a bog in the same district are introduced below.

	Hare	Moose		Peat
Alnus	6	60	(7)	8
Betula	33	26	(41)	40
Picea	17	1	(4)	4
Pinus	44	13	(48)	48
	100 %	100 %	(100 %)	100 %

36 different specimens of pollens and spores of various plants (Ericaceae 22, Cyperaceae 6, Gramineae 6 and Sphagnum 2) were found in the faeces of the hare per 100 pollens of forest trees; for moose faeces the corresponding figure was 21 (Gramineae 9, Cyperaceae 8, Ericaceae 2, Compositae 1, Sphagnum 1) and the peat sample had in addition to countless Sphagnum spores 1 specimen of Rosaceae pollen. There was plenty of subshrub bark cells and a moderate amount of deciduous bark cells and, in addition, scanty woody cells of deciduous and coniferous trees in the hare faeces. Moose faeces contained principally only the bark and woody tissue of deciduous trees. Both had scanty grass and herb cells as well.

Attention is drawn specifically to the similarity of the pollen flora in the hare faeces and the peat. According to the pollen method, the pollen consistency of peat samples should reflect the vegetation of the district; in this case the pollen flora of the bog surface sample corresponds very well to the forest tree relationship now prevailing in the region in question. The same is also proved by the analysis of the faeces of the hare, notwithstanding the fact that the excrement was collected in the winter on snow. This must be understood to mean that during the flowering season plant pollens spread fairly evenly everywhere; they fall especially on the ground and in water, but also on plant surfaces and are preserved there for some time at least. The pollen flora of hare excrements can be accounted for by its nutriment: grass stalks, tree bark, shoots and other products of the vegetable kingdom available in the winter.

The pollen flora of moose faeces differs from the pollen flora consistency of both the hare faeces and the peat sample in that it contains plenty of the pollens of deciduous trees, especially of the alder. This difference can, however, be accounted for by the nutriment used by the moose. In addition to herbs it likes the leaves, bark, shoots etc. of deciduous trees and bushes. The cell examination confirms this.

In order to account for the abundance of the *Alnus* pollens an investigation was made in February of its staminate catkins; it was ascertained that the pollens were already almost fully developed. This also explains the abundance of these pollens in the moose faeces: the moose has obviously been feeding in a stand of alders and has thus eaten in addition to young shoots the alder staminate catkins mixed with its nutriment and has thus received its pollens in greater quantities than normally. It is understandable, too, that great quantities of alder pollens remain attached to their stems in the winter after the flowering period of the preceding spring. The same applies to birch pollens on birch stems. Stands formed by these trees are, as is well known, feeding places frequented by the moose especially in the winter. The great proportion of birch pollens in the faeces of the moose compared with the proportion of coniferous pollens found in the peat sample is thus accounted for. This despite the fact that birch pollens do not seem to be as far developed as alder pollens in the winter. Reducing the pollens of the alder and the birch in the pollen analysis of the moose faeces to the same ratio in which they are found in the peat sample makes the pollen proportions for all the forest trees identical (see the analysis results).

The investigation shows that the pollen consistency of the faeces of animals living in natural surroundings corresponds very well to the pollen flora of the vegetation of their environment, even in seasons of no pollen production. In the forest area where trees produce considerable quantities of pollen compared with other plants, forest tree pollens clearly predominate in animal excrements. However, besides these pollens an appreciable quantity of pollen flora of the non-woody plants is also encountered. From this it follows that the pollens of isolated trees should also appear in the faeces of herbivorous animal species.

It can be considered proven by the investigation and examination that since tree pollens have not been found in the faeces of the giant sloth no forests, not even individual trees, existed in the immediate vicinity of the Mylodon cave during the life time of these animals. This is also supported by the fact that no wood has been found in the lowest, C layer of the cave. On the other hand it must be considered certain on the basis of the pollen flora, distinctly indicative of steppe vegetation, in the faeces of the giant sloth that dry steppe vegetation prevailed in the surroundings of the Mylodon cave at the time the faeces found in the cave were dropped, i.e. about 10,800 years ago.

Chemical examinations

The chemical examinations of the faeces of the giant sloth for the chemical consistency of its nourishment involved fairly extensive preliminary work. Feeding tests were made with the monkeys and the faeces of the monkeys, the moose and the hare were examined (see the chapter on investigation methods). The results of the chemical examinations have been assembled in Table 2 where the quantities of different elements are given in per cent of the ashes of the nutrients and faeces.

The different foodstuffs were found to contain several elements such as Cu, Sn, Co, Zn and Ag in such small quantities that it was impossible to determine their percentual proportion by means of the analytical method employed. They are consequently veritable trace elements in the nourishment given to the monkeys. Pb and Ni and also Mn and V likewise belong to the same group. Pb and Ni are present in some foodstuffs, the other two elements in all foodstuffs only around the lower limit of the quantitative indication of the analysis method. The other substances are present in distinctly larger quantities, disregarding for the moment the small proportions of aluminium and iron. The high Na figure in bread is attributable to the salt used in its making.

When the analysis results of the nutrient mixture fed to the monkeys

Table 2. Results of chemical analyses in per cent of the ashes

Object investigated	Ash %	Cu	Pb	Sn	Mn	V	Ni	Co	Zn	Ag	Ca	Mg	Al	Fe	K	Na	P
Carrots	14.3	—	—	—	0.002	<0.001	—	—	—	—	1.0	0.3	—	—	25.0	1.0	1.5
Potatoes	5.12	—	—	—	<0.001	<0.001	<0.001	—	—	—	1.0	1.3	—	<1.0	50.0	1.0	2.9
Cabbage	10.7	—	0.001	—	<0.001	<0.001	<0.001	—	—	—	3.9	1.5	—	<1.0	25.0	1.0	2.1
Bread	2.15	—	0.002	—	0.001	<0.001	<0.001	—	—	—	4.3	0.6	—	—	10.0	>	4.4
Nutrient mixture	4.80	—	—	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	—	—	—	2.8	0.9	—	—	28.0	8.5	2.4
Monkey I	20.8	0.01	0.03	0.002	0.05	0.001	0.004	0.0001	0.02	<0.0001	7.6	2.3	<1.0	<1.0	14.5	5.6	4.8
Monkey II	20.8	0.01	0.03	0.001	0.04	0.001	0.002	<0.0001	0.03	<0.0001	7.2	1.9	<1.0	<1.0	18.6	5.3	4.6
Monkey III	22.6	0.01	0.01	0.001	0.04	<0.001	0.003	<0.0001	0.05	—	8.5	2.3	<1.0	<1.0	14.5	3.1	4.2
Moose	3.85	0.03	0.01	0.001	2.14	0.001	0.003	<0.0001	—	<0.0001	14.0	1.2	2.0	<1.0	12.0	1.0	4.3
Hare	6.66	0.007	0.005	—	0.3	0.001	0.003	<0.0001	—	<0.0001	12.0	2.3	<1.0	1.5	9.0	1.0	3.4
Myiodon I	24.7	—	<0.001	—	0.2	0.004	0.001	—	0.01	—	4.7	0.9	3.5	1.2	3.4	0.5	2.6
Myiodon II	29.2	—	<0.001	—	0.15	0.003	0.001	—	0.01	—	9.4	1.0	3.1	1.2	1.5	0.3	2.3

and the faeces of the test animals are compared, the ash content is studied first. The ash content of the nutrient mixture is 4.8 per cent, but for monkey faeces the figure is 20.8—22.6 per cent. The values obtained with different test animals are very similar to one another — as are the other analysis values too on the whole — but they are over 4 times the nutrient mixture values. This increase in ash materials in the faeces is natural.

The proportions of most of the elements analysed have also increased, some of them in approximately the same ratio as the ash content. K and Na, present in smaller quantities in faeces ash than in the nutrient ash, constitute the only exception. This may be attributable principally to the excretion of these substances mostly via the urine. Their use for the vital function of animals or as body-building material cannot enter into the question as it can be assumed that a certain balance normally prevails between all the nutrients in the body of a full-grown animal. According to it the quantity of substances obtained in the food intake should leave the body almost completely via different routes. It is very interesting to note that the share of Cu, Pb, Sn, Mn, Ni, Co, Zn and Ag, despite the fact that these trace elements are present in the nourishment of the monkeys minimally only, can be clearly determined in the faeces by the analysis method employed.

A comparison of the analysis of monkey faeces with the corresponding analyses of the faeces of moose and hare living in natural surroundings reveals a considerable difference in the ash contents. But the difference is understandable when we know that the wood and bark of the trees mostly used by these species as nourishment contain 0.5—2.5 per cent of ash. The nourishment: faeces ash content ratio is thus of the same order as that in the monkey experiments. Attention is especially drawn to the fact that the proportions of different trace elements in the faeces of animals living free in nature and the test animals are, with few exceptions, very similar or at any rate belong to the same size class. Among the exceptions may be mentioned the poverty of zinc in moose faeces and of copper, tin and aluminium in hare faeces. Manganese is plentiful in moose and hare faeces compared with the monkey excrement. The value for moose faeces (2.14 per cent) is especially high. To elucidate this point analyses were made of both staminate catkins and young branches of the alder; these gave 0.3 per cent of manganese for the former and 0.65 per cent for the latter. The figures are high when compared with the manganese in the monkey food. As the hare and the moose feed mainly on the bark of deciduous trees and subshrub and, especially the moose, on alder shoots, the high manganese content of their faeces is understandable.

Examination of the two analyses made of giant sloth faeces shows at first sight a fair similarity between them, with a few exceptions. However, they differ very markedly from the analyses made of the faeces of the monkey, the moose and the hare. The most important difference is that they contain but minimal quantities of Cu, Sn and Co, clearly less than could be determined by the analysis method employed. The same applies to Ag. Compared with the other faeces examined in this connection the giant sloth excrement also has less Pb, K, Na and P, and only in Al is it clearly richer. No noteworthy differences can be observed in the proportions of the other elements.

Animals receive very many minerals via their food intake. Some of them are obviously completely useless for the vital function, others are absolutely indispensable although our knowledge of their significance as a whole is still rather deficient. Relatively large quantities of some elements are necessary for normal vital function; others, the so-called trace elements, are needed in almost infinitesimal amounts. Among the most important trace elements are Cu and Co. A good deal is already known of their significance, above all that their deficiency causes serious disturbances in the vital function, so-called deficiency diseases.

Since Cu and Co are among the substances present in scanty quantities in the faeces of the giant sloth, it will be well to examine their proportions more closely. Sn and Ag are also present in very small quantities, but as nothing noteworthy is known of their significance to the vital function they will not be discussed in any greater detail here.

A comparison of the Cu content of the faeces of the monkeys, moose and hare will establish that they are of the same order. In moose faeces the proportion of copper is three times that in the faeces of the monkeys, but the monkey and hare excrements show practically the same copper content. The monkeys were fed on almost the same diet they had received for nearly a year and, as the animals were and still are (September) in good condition, there is good reason to assume that they had received sufficient quantities e.g. of copper. Moreover, as the copper content of their faeces and that of the faeces of the moose and hare living in natural surroundings correspond, the value 0.01 per cent in the faeces can rightly be regarded as normal; in no case are we concerned with large excess quantities here. On the other hand the analysis method employed can be used to determine an even 10 times smaller Cu content, i.e. 0.001 per cent. The copper in the faeces of the giant sloth, however, does not even approximate that value and the only signs of copper observable are negligible. Although no accurate figures can

be presented, the convincing conclusion reachable from this is that the copper content of the faeces of the giant sloth is less than a tenth of the normal and perhaps even less.

The analysis of the faeces of the monkey, moose and hare gives a Co content for all three in the region of 0.0001 per cent, which can also be considered normal. In the giant sloth's faeces, however, the signs of cobalt are negligible. This being the case, although here too no accurate figures can be provided, doubtless the faeces of the giant sloth have many times less than the normal cobalt content.

The writer has not succeeded in finding in the literature information on the ratio in which copper and cobalt exist in the faeces of healthy animals and of species suffering from a deficiency of the substances mentioned. But a good deal has been written about the nutriment of animals. A few examples will suffice.

In New Zealand and Australia, where cattle and especially sheep generally suffer in some districts from a copper and cobalt deficiency disease (known as e.g. bush sickness, coast sickness and enzootic marasmus), the causes of the disease have been the subject of much research. CUNNINGHAM (1944) ascertained in New Zealand that the animals fall ill in pastures where the copper content of the dry matter of the grass is 2.8—7.5 p.p.m. (parts per million) but in pastures where the same value is 10—15 p.p.m. the animals keep well. BECKER, ERWIN and HENDERSON (1946) state that the disease is met with in areas where the grass contains 1.50—3.82 p.p.m. of copper and 0.010—0.016 p.p.m. of cobalt, whereas they are healthy in regions where the copper content is 6.46—7.20 p.p.m. and cobalt content 0.190—1.300 p.p.m. GRIMMET (1937—38) established that in pastures where the grass contains 0.01—0.04 p.p.m. of cobalt both cattle and sheep are taken ill. Sheep sicken even in pastures with a cobalt content of 0.04—0.07 p.p.m., but cattle remain healthy. On the other hand both sheep and cattle keep well in pastures where they can feed on grass containing 0.07—0.3 p.p.m. or more of cobalt. Many other researchers give similar results, but these will suffice as examples here.

These references to the literature all concern critical cases and deal with critical areas of the disease. They reveal that the low copper and cobalt contents of grazing grass, causing a deficiency disease, vary somewhat in different areas and according to different investigators but are in any case of the same size class. The examples suggest that if the copper content grows 4—5 times in the pastures where the disease occurs, the animals keep well. As regards cobalt, the corresponding coefficient is somewhere around 7. Compared

with normal cases the ratios mentioned are obviously higher than the figures given above, perhaps around 10.

It is obvious that the above-mentioned ratios will be the same in the faeces of the animals suffering from deficiency diseases as in their food. This being the case, we can conclude from our chemical examination of giant sloth faeces — since they clearly have less than a tenth of the copper and approximately a tenth of the cobalt content that can be assumed to be normal for animal excrements — that both the copper and cobalt content of the nourishment of the giant sloths was so much below normal that the animals can be considered to have suffered from a deficiency of these substances. The giant sloths obviously suffered, then, from a deficiency disease (bush sickness) similar to that occurring today in areas with a sub-normal copper and cobalt supply, a disease most fatal for sheep and cattle. The deficiencies have similar effects on other animals.

The organs need copper principally to build up haemoglobin. It is not itself a constituent of haemoglobin but an indispensable catalyst in the reactions producing haemoglobin. It has been established with test animals that iron alone does not cure nutritional anaemia; only when copper is present too can the animal benefit from the iron. Shortage of copper consequently causes anaemia. It must be mentioned that not very much is known about the disturbances in the organs attributable to copper deficiency, but they are obviously very similar to those caused by a cobalt shortage, of which a lot more is known.

The lack of cobalt is also known to cause anaemia. It, too, is needed in the formation of haemoglobin. It is a constituent part of vitamin B₁₂, an effective cure for pernicious anaemia. Of the common disturbances other than anaemia caused by cobalt shortage may be mentioned general weakness and apathy, sometimes almost complete retardation of growth, acceleration of the heart rate, eye diseases, weakening of rut, abortions, rapid loss of weight to such an extent that movement becomes an impossibility. In cows and sheep the disease often leads to rapid death.

The conclusion we have arrived at, then, as the result of different examinations, is that the giant sloths of the Ultima Esperanza area suffered from a lack of copper and cobalt. In these circumstances it must be accepted that the absence of these elements caused disturbances in the vital function of the organs, e.g. a general weakening attributable to anaemia. If such a condition continued for longer periods — in all probability for several generations — it resulted in the general debilitation of the animal species as a whole. The animals became less resistant to different diseases. But the general

ceability also impaired the animals' ability to defend themselves against hostile species. The combined outcome of all these factors was that those clumsy and physically weak animals thus slowly but surely approached their final destruction.

Conclusion

Pollen studies made of the faeces of the giant sloth showed that at the time when the faeces had become stratified in the *Mylodon* cave, i.e. about 10,800 years ago, steppe vegetation presupposing a dry climate prevailed in the Ultima Esperanza region. In geological terminology that time belongs to the universally known warm and arid Alleröd period, i.e. the end of the gotiglacial period. Yet, according to CALDENIUS (1932), the surroundings of the *Mylodon* cave were still glacier-covered in the finiglacial period, but the radio carbon determination and pollen studies seem to prove that steppe vegetation prevailed in the region even before that time. Hence the district must have been glacier-free during the time in question. Nor is it possible that a glacier covered the area later, after the faeces had become stratified in the cave; if it had, the dung layers would have become wet and disappeared after the melting of the glacier. E. NORDENSKIÖLD (1900) has also drawn attention to the last-mentioned circumstance.

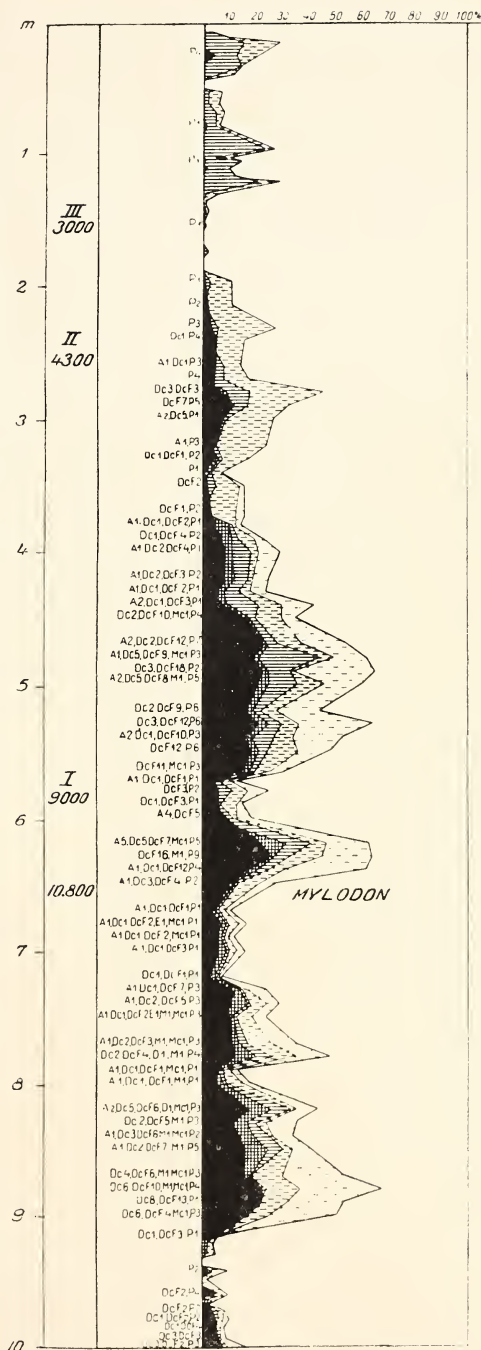
This result is concordant with the results arrived at by Finnish expeditions in Fuegopatagonia. According to them the edge of the glacier retreated very rapidly in the late-Glacial period close to its present position. This conclusion has been arrived at by many different routes, e.g. by observing the late- and post-Glacial volcanic eruption layers and by conducting pollen studies of sediments (AUER 1933, 1950, 1953, 1954, SALMI 1941).

Of especial significance in this connection are the pollen studies which AUER succeeded in making for sediments of Fuegopatagonia dating back to the oldest late-Glacial periods. He has recently (AUER 1954) published a schematic pollen diagram of them; it is given in a finished form in Figure 4 and in connection with HYYPÄ's (1955) study. It will be clear from this diagram that Fuegopatagonia got rid of its ice at a very early stage and that in two humid periods the forest pushed eastward. Chronologically they correspond to the European Dryas periods. They are separated from each other by the arid Alleröd period. The alternation of steppe and forest corresponded to the changes in the glacier: in humid forest periods the glacier widened and in arid steppe periods its margin retreated.

The later Dryas period was followed universally by the dry Boreal period when the last *Mylodons* of Patagonia died. This becomes clear from the radio carbon determinations (BIRD 1951) which show that the findings of the Palli Aiken cave in South Chile — for all we know the youngest *Mylodon* findings in South America — date back 8639 ± 450 years, i.e. to a point of time corresponding to the Boreal period. The *Onohippidium* also disappeared around the same time. In general, according to data obtained, prehistoric animals died out in particularly dry periods.

Different researchers, e.g. ARND and SEGERBERG (1936), have come to the conclusion that the copper deficiency disease of plants is caused by drought. RADEMACHER (1938) found that the ability of plants

Fig. 4. Profile and pollen diagram of the La Misión bog in Tierra del Fuego according to AUER. On the left the depth of the sediment series in metres. I, II and III post-Glacial volcanic eruption layers with their age ratios in years calculated from present time. The age of eruption I is based on radio carbon determination. On the right a pollen diagram in which the white vertical column shows the percentual proportion of the pollens of steppe plants and the other vertical columns the percentual proportions of the pollens of forest plants. The *Mylodon* find of Ultima Esperanza is situated in the diagram at a stage preceded in Tierra del Fuego by the predominance of a long period of steppe vegetation corresponding to the Alleröd period.



suffering from copper deficiency to assimilate copper can be increased by generous irrigation, but in areas with an extreme shortage of copper even the most optimal irrigation proves incapable of combatting the copper shortage of plants completely. MULDER (1940) established that on soil where the plants suffer from copper shortage most of the copper is present in a form which does not dissolve easily and only a minor part of it is available to plants. The situation can be eased e.g. by nitrogen fertilisers, improving the physical properties of the soil etc.

AUER has investigated the drying problem of the globe over a long time both in the northern and southern hemisphere. Following the principle of biologic actualism, i.e. leaning on the marked drying phenomena registered today in different parts of the globe, he has elucidated the problem of the dry periods occurring in the climate and in the organic world after the Ice Age. Of the greatest importance to the present work is AUER's finding that it is not the annual volume of precipitation as such but the uneven distribution of precipitation between different seasons that is the most decisive consideration. The excessive concentration of the volume of rain in a short time of the year and the subsequent long dry period suffice to produce disturbances in the circulation of bioelements, especially if this goes on from one year to another. AUER (1954) uses the name normal circulation of bioelements for the optimal period of the vegetable kingdom, and the so-called dry periods he calls the periods of disturbance of the normal circulation of bioelements.

The disturbance periods lead to degeneration in the micro-organism of the soil and corresponding phenomena in higher organic life. SCHWABE (1950 and 1951) has given many examples of such phenomena in his extensive studies conducted in Central and South Chile in co-operation with the Biological Research Institute of Chile and Chile's medical researchers. A shortage of boron, copper, manganese and zinc has been established there. For instance domestic animals brought from other districts do not thrive in the deficiency areas, and Chile's wheat production continues to fall and its quality deteriorate. As regards the lower organic world, algae have diminished but fungi are increasing vigorously.

In Tierra del Fuego and Patagonia the phenomenon in question occurs both in forest in the natural state and on swamps. KALELA's (1941) studies on the dynamics of Patagonian forests prove that the drying phenomenon occurs there so that the drier elements continue to gain ground today in humid forests even. On the other hand *Sphagnum* spreads even to brown moss peat bogs, owing to the lowering of the pH, but on account of dryness then degenerates and dies (AUER 1953). This phenomenon, which also occurs through-

out the northern hemisphere at the edge of the coniferous forest zone and the steppe, is called in the literature retrogressive development.

Chemical investigations proved a copper and cobalt deficiency in the faeces of the giant sloth. Examining this in the light of the references to the literature mentioned above and of the arid periods prevailing in Fuegopatagonia in the lifetime of this species, it does seem that the primary cause of the deficiencies established must be sought in the climate and above all in the climatic changes over the course of centuries. Short drying periods lasting a couple of years may reduce the solubility of soil substances important for the normal growth of plants. Since this can be offset in part only by means of generous irrigation it is very understandable that unbroken arid periods lasting hundreds of years have reduced the solubility of trace elements important for plants. Minor rainfalls now and then have not been capable of improving the situation to any appreciable extent and development has continued retrogressive. Hence the shortage of trace elements need not necessarily mean their insufficiency in the soil but that they have become difficult to dissolve, first and foremost on account of the dry climate but also because of the increased acidity of the soil.

Against this background the mystery of the giant sloth receives an even more comprehensible explanation. The deterioration of their grazing grounds was gradual. Vegetation grew sparser and poorer in quality as the drying process spread and continued. The animal species of the region were obliged to feed on ever-deteriorating nourishment, resulting in their general weakening and disturbances in the vital function attributable to deficiency diseases. Large and clumsy giant sloths perhaps suffered most from the situation in those times. Weakened by deficiency diseases, their grazing having become still more meagre, those awkward animals obviously lacked the strength to search for sufficient food to supply their enormous bodies. In their weakened condition they became easy prey to pursuing enemy species. Their large size and clumsiness apparently left them defenceless on the treeless steppes and they therefore sought shelter in caves. In the prevailing rigorous conditions they finally became extinct, finding their last resting place in caves of which one, the *Mylodon* cave of Ultima Esperanza, has preserved their remains for later times to study.

The microscopical and chemical examination of *Mylodon* dung gave a very interesting finding as regards trace elements. The establishment in the dung of the shortage of copper and cobalt important for the vital function has led to the conclusion that the animals suffered from a lack of these sub-

stances, and the resulting deficiency disease in all probability had a decisive effect later by leading to their complete extinction on the globe.

It must be admitted that the study is based on scanty and rather specific material. The conclusions must consequently be regarded with a certain reserve. On the other hand the findings are consistent with biological actualism and many geological facts. More studies are required of a corresponding material, e.g. the cave findings in North America, corn findings in Egyptian tombs etc. It would apparently be appropriate to investigate trace elements for instance at least for the most important part of the organic material — whether from human beings, the vegetable or the animal kingdom — of which a radio carbon determination is made in order to throw light on the age relationship. Such investigations must naturally be based on exact chronological research.

Only when material thus investigated is in sufficient supply can we draw reliable conclusions from it. It is possible that the same means would enable us to throw light on the ancient events affecting the circulation of bioelements, the climate, man and organic life as a whole. At the same time many occurrences of our times, e.g. the mass migrations of lemming and grasshoppers, would also perhaps be better understandable than before.

References

- ABEL, O. Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere. Stuttgart. 1912.
- AMEGHINO, FLORENTINO. Première notice sur le *Neomylodon Listai*, un représentant vivant des anciens Edentés Gravigrades fossiles de l'Argentine. Nat. Sci. 81. La Plata. 1898.
- ARND, TH. und SEGEBERG, H. Über das Wasserbindungsvermögen des Torfes und dessen Zusammenhang mit den sog. Bodenkrankheiten (Urbar-machungskrankheit u.a.). Z. Pflanzenern., Dü. u. Bodenk. A, 43, 134. 1936.
- AUER, VÄINÖ. Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. Acta Geographica 5, 2. 1933.
- »— Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuego-patagonia. Minist. Agric. y Canadería, Dirección Gen. de Investig. Agrícolas. III, 2. Buenos Aires. 1950.
- »— Nuevos aspectos de la sequía en la Patagonia. Minist. Agric. y Canaderia, Dirección Gen. de Investig. Agrícolas. Idia 61, 12. Buenos Aires. 1953.
- »— Suomalainen tutkimus Tulimaassa ja Patagoniassa. — Finnish Research in Tierra del Fuego and Patagonia. Terra 1. Helsinki. 1954.

- BECKER, R.B., ERWIN, T.C. and HENDERSON, J.R. Relation of Soil Type and Composition to the Occurrence of Nutritional Anemia in Cattle. *Soil. Sci.* 62. 1946.
- BIRD, JUNIUS. South American Radiocarbon Dates. Society for American Archaeology, Memoir 8. Salt Lake City. 1951.
- CALDENIUS, C.C. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* XIV, 1—2. Stockholm. — Dirección de Minas y Geología, Public. 95. Buenos Aires. 1932.
- FERRUGLIO, EGIDIO. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección general de yacimientos petrolíferos fiscales III. Buenos Aires. 1950.
- GRIMMET, R.E.R. Cobolt in Pasture Herbage. New Zealand Dept. Agr. Ann. Rept. 1937—38.
- GUNNINGHAM, I.J. Cu Deficiency in Cattle and Sheep. Occurrence and Control in New Zealand. *New Zealand J. Agr.* 69. 1944.
- HYYPÄ, ESA. Pleistocene Geology of Southeastern New England. *Acta Geographica* 13. 1955.
- KALELA, ERKKI. Über die Holzarten und die durch die klimatischen Verhältnisse verursachten Holzartenwechsel in den Wäldern Ostpatagoniens. *Ann. Acad. Scient. Fenn., A. IV. Biol.*, 2. Helsinki. 1941.
- LÖNNBERG, EINAR. On some Remains of »Neomylodon Listai» Ameghino. *Svenska Expeditionen till Magellansländerna* II, 7. Stockholm. 1899.
- MULDER, E.G. Über den Kupfermangel als Ursache der Urbarmachungskrankheit. *Z.f. Pflanzenkrankheiten u. Pflanzenschutz* 50, 230. 1940.
- NORDENSKIÖLD, ERLAND. Iakttagelser och fynd i grottor vid Ultima Esperanza i sydvestra Patagonien. *K. Sv. Vet. Akad. Handl.* 33, 3. 1900.
- RADEMACHER, B. Der Stand unserer Kenntnisse von der Bedeutung des Kupfers als Spurenelement. *Forschungsdienst Sonderheft* 7, 149. 1938.
- SALMI, MARTTI. Die postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands. *Ann. Acad. Scient. Fenn. A, III. Geol.-Geogr.*, 2. 1941.
- SCHWABE, G.H. Chilenismos de la naturaleza. *Bol. Soc. Biol., Concepción (Chile)* XXV. 1950.
- »— Circulación de bioelementos u su aspecto chileno. Publicación de la Asociación de Agricultores »Dr. Bertram Kalt» Santiago de Chile. 1951.

On the nature of the quaternary crustal upwarping in Fennoscandia¹.

Prof. MATTI SAURAMO

Helsinki

According to the prevailing view the present upwarping in Fennoscandia is a very uniform process. This upwarping seems to have been similarly uniform during the prehistoric period, for during the entire postglacial time the upwarping has been greatest in the central area of uplift and smallest in the marginal areas, with the rate of uplift decreasing everywhere and all the time. On this basis it has been concluded that the same rule has been valid from the very beginning, when the first lateglacial raised beaches were formed. It is also considered that the gradient of a deformed shore-line maintains a constant value within the whole area where it occurs and this gradient has been used as a definite measure of the age in the form of extrapolation over wide areas. The present writer is probably the only one who has held a different opinion in this matter. I have earlier suggested that the deformation of lateglacial shore-lines is as a rule much more complicated and I think that I can support this view on the basis of my continued studies on the older history of the Baltic Sea.

During the two last decades the main emphasis has been on work attempting to date the observed shore-lines as well as methods permit. In this respect we in Fennoscandia have the advantage that the sequence of events may be fixed with the absolute varved clay chronology, either directly or with the aid of the relative pollen analytical forest history.

The deformation of the older shore-lines is apparent in a shore-line diagram, Fig. 1, which shows their height in relation to the shore-lines of the Littorina time at various isobases of the area of uplift.

¹) A paper given for the fenno-scandinavian geological meeting in Helsinki May 28, 1954.

The oldest Littorina shore-line is especially appropriate for this purpose because the time, about 6000 years, that has elapsed since it was formed is long enough to demonstrate the nature of the postglacial upwarping. In addition, the Littorina shore-line is one of the best known within the south-eastern sector of the area of uplift, that is, from the Gulf of Bothnia in the northwest to the extreme end of the Gulf of Finland in Ingermanland, where the outer margin of the uplifted area joins the East-European stable area without dislocation. Amongst other things the diagram shows the oldest limit of the Littorina Sea, indicated with L, and also three younger synchronous levels, of which the highest one corresponds to the oldest phase (I) of the neolithic Comb-ceramics, the middle one to phase II or Passage Grave Period, and the lowest one to the »Boat-axe Culture».

In order to understand the diagram in question one must have an idea how such a diagram is constructed. The youngest lateglacial shore-lines which

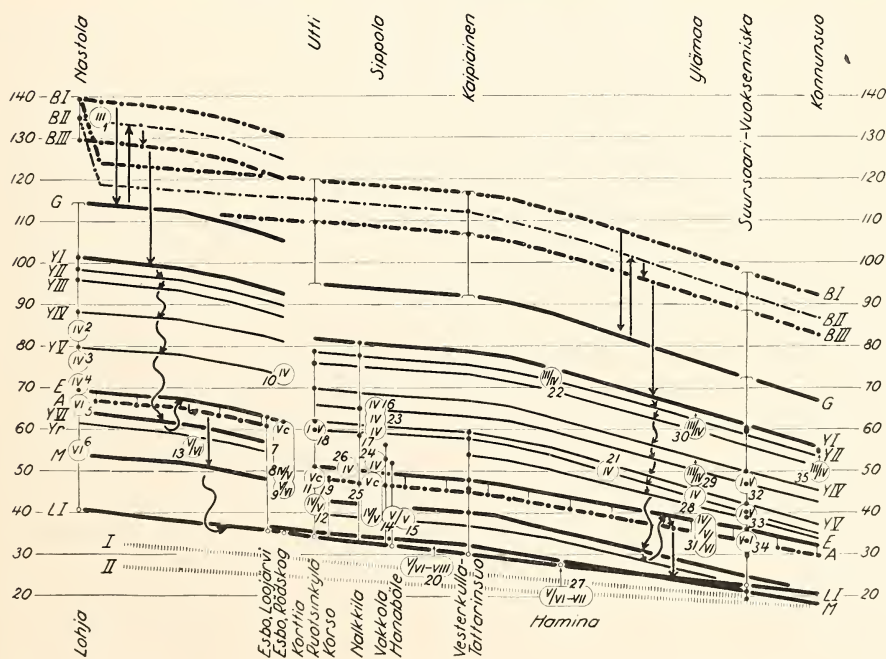


Fig. 1. Shore-line diagram of the older shore-levels in southern Finland. B I—B III shore-lines of the Baltic Ice Lake. Y I—Y VI shore-lines of the pre-Boreal Yoldia Sea. Yr. Lowest limit of the Yoldia regression. E: Highest limit of the Echineis transgression. A: Ancyclus limit. M: Mastogloia Sea. L, I, II: Littorina I, I and II: shore-lines of the comb-ceramic cultural stages I and II, the last mentioned corresponding to the Passage Grave Period (»Ganggräberzeit»). IV²: isolation level in the stratigraphic sequence lies within the zone IV of the forest history.

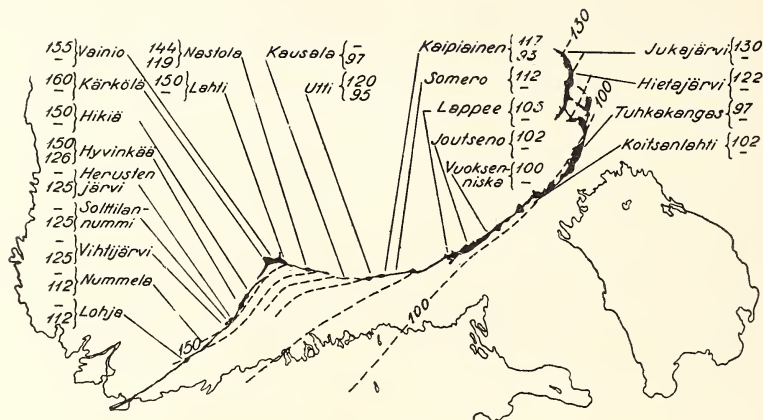


Fig. 2. Terminal deltas of the first Salpausselkä moraine representing shore-lines B I und g. (The author 1937).

are the former levels of the Baltic Ice-Lake in the Salpausselkä belt form an excellent starting point. These levels can be determined in the form of a continuous chain of both terminal deltas and well-developed shore-lines in the whole of southern Finland from Carelia to Uusimaa. Measurements of these features were first made in the beginning of the twenties by LEIVISKÄ, and later by RAMSAY and myself. On the basis of these measurements I made in the thirties a historical-geological synthesis. According to this, the main series of the terminal deltas at the first Salpausselkä S.E. of Lake Saimaa is located at the elevation of 100 metres, and increases in height from there westwards, reaching 160 metres west of the town Lahti, as seen in Fig. 2. At the western ice front, at Lohja endmoraine, the terminal deltas do not reach this level, for this region is considerably lower. The deltas occur here at a different level, 25 m lower, and this same level is also found here and there in the great Central-Finnish endmoraine in form of an accumulation terrace in front of the dominant higher delta series. Because of this fact I have arrived at the conclusion that during the first Salpausselkä phase the Baltic Ice-Lake was lowered to the level of the ocean, which is the same as shore-line g in TANNER's system.

In addition to these two series of deltas at different levels, a well-developed shore-line can be observed at Salpausselkä I. This shore-line lies in the southeast at eight metres, and in the northwest at ten metres, below the upper delta series. This shore-line, B III, corresponds to the surface of the Baltic Ice-Lake during the second Salpausselkä phase.

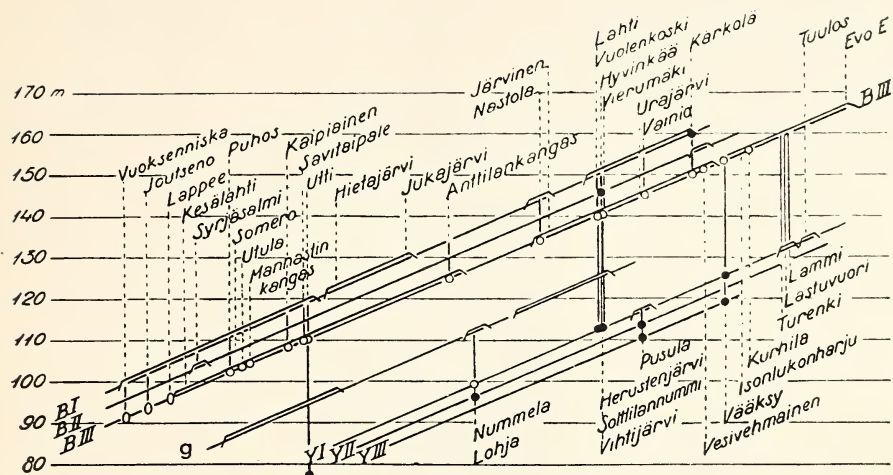


Fig. 3. Shore-line diagram showing the oldest shore-lines in the Salpausselkä endmoraine belt. The reference surface B III represented by a straight line. (The author 1937).

To the same series as the last-mentioned shore-line of the second Salpausselkä phase belong the fluvio-glacial deltas at the third Salpausselkä in southern Häme, and also the highest Yoldia limit, Y I, formed after the last drainage of the Baltic Ice-Lake in the entire area. Altogether we have eight shore-lines from a period which lasts close to one thousand years. Their vertical positions are given in Fig. 3. The reference surface is B III. It can be observed that the shore-lines form a parallel pattern with the exception of B I and g which have a slightly greater gradient. These shore-lines were thus only slightly deformed by the crustal movement which took place during the above mentioned period of one thousand years. In other words, this crustal movement was mainly a process of uplift without tilting, whereas differential tilting is characteristic for the postglacial time.

Thus we have taken the first step on our way to the goal and we may now examine the chronological and regional aspects of the older shore-line system. First we shall consider the time immediately following Y I. During this time I recognize in Finland six lower shore-lines which indicate, according to my interpretation, that the regression of the Yoldia Sea took place with a step-like fashion, and to a depth as great as forty metres. As a result the entire eastern part of the Gulf of Finland and also extensive areas of the southern Baltic Sea became dry land. But soon after this a change occurred in the shifting of the shore-line, for the regression discussed above was re-

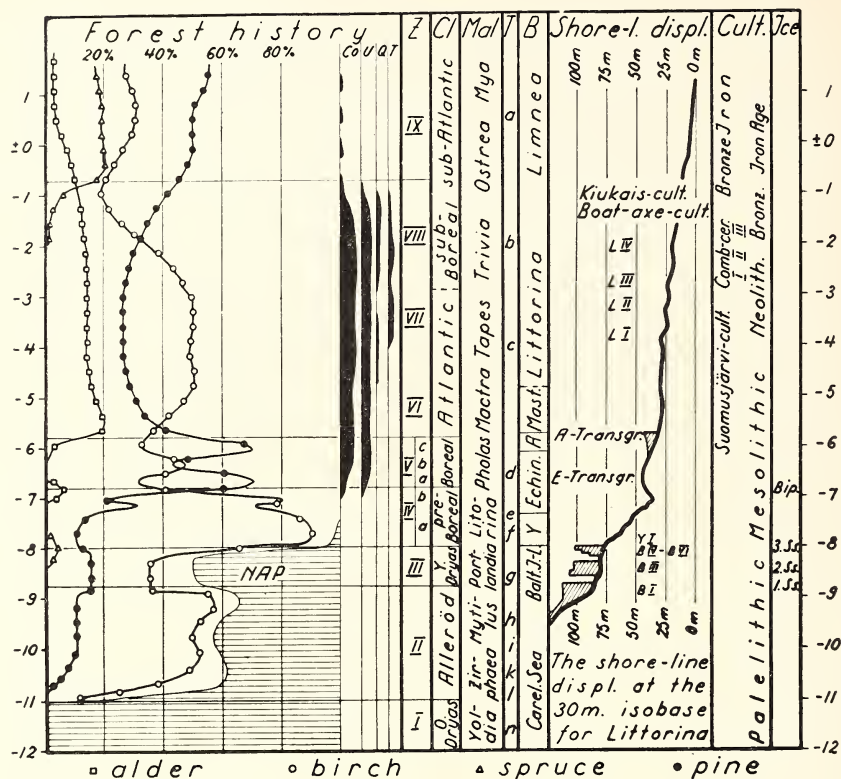


Fig. 4. Graphic representation of latequaternary development in Fennoscandia. Forest history. NAP: herbaceous pollen. Z: Pollen analytical zones. Cl.: Climatic phases. Mal.: Malacological phases on the ocean. T: Shore-lines in TANNER's system. B: Water bodies in the Baltic sea basin. Hatched areas indicate the fresh water bodies. A: Ancyclus stage. Y: Pre-Boreal Yoldia Sea. Cult: Cultural stages. Ss.: Salpausselkä moraines. Bip.: Bipartition of Scandinavian ice. On the right and left the varve time-scale is given in thousands of years B.C. and A.D.

placed by a transgression which was considerably greater than has so far been suspected.

As the dating in this case is based on pollen analysis, it is appropriate at first to consider the basis of the dating; this is a schematic pollen diagram, fig. 4, connected with the absolute time scale and the most important events of the Quaternary Period, including the history of the Baltic and the displacement of the shore-line of the Arctic Ocean according to TANNER. In order to understand the numerous columns of the table, one can start from the observation that the Salpausselkä phases discussed above, and the shore-

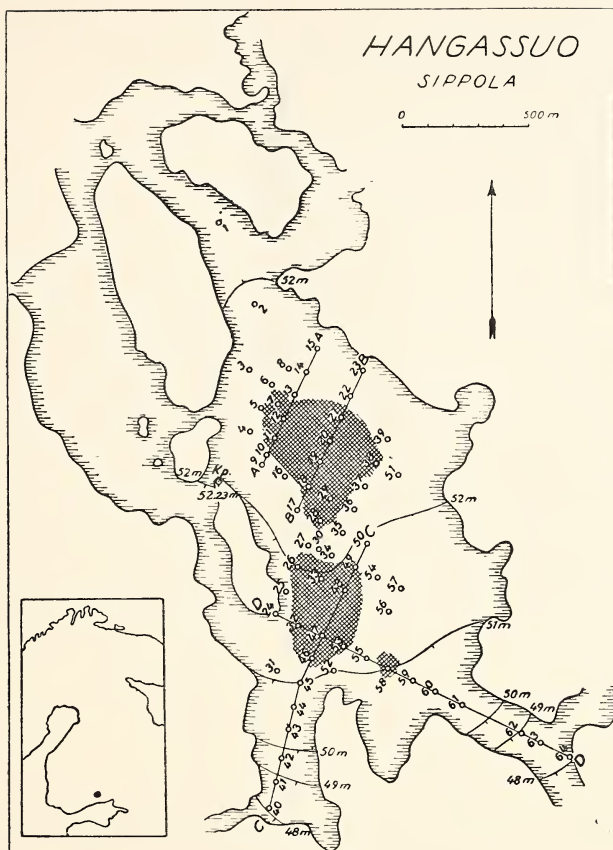


Fig. 5. Map of the Hangassuo peat bog in southeastern Finland. Dark areas indicate the peat deposits of pre-Boreal age submerged by the Echineis Sea. Observation point 9 on the map, fig. 8. After M. Salmi.

lines of that time are, as J. DONNER has shown, of Younger Dryas age, that is, they belong to the third pollen stratigraphic zone according to division of K. JESSEN and F. FIRBAS. The finiglacial Yoldia Sea is synchronous with the climatic pre-Boreal period and zone IV in the forest history. It was just towards the end of the last-mentioned zone when the deep regression mentioned above took place, whereas the transgression that followed reached its peak during the beginning of Boreal time. Earlier I called this phase Rhabdonema, but now I have replaced it by THOMASSON's Echineis, E, although in a wider sense, for I also include in this phase the transgression during the beginning of zone V. It is a marine phase as I have already shown.

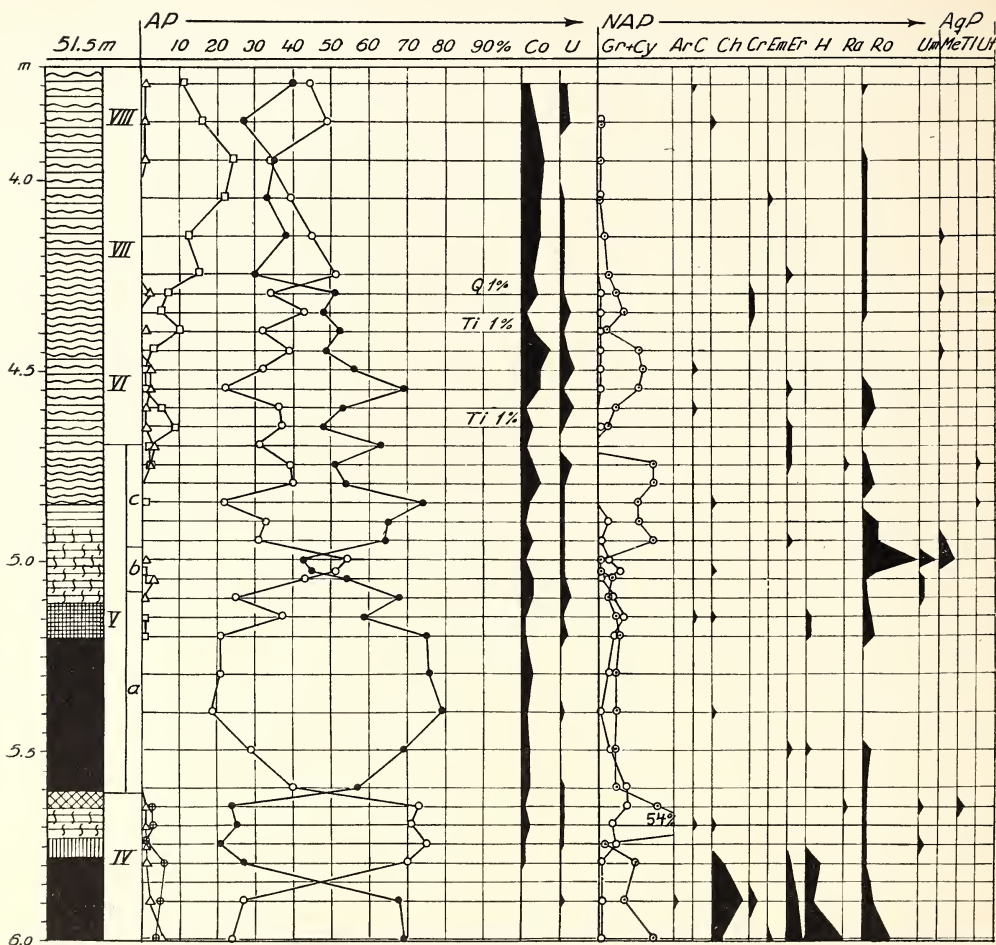


Fig. 6. Pollen diagram of the Hangassuo bog. In the stratigraphical sequence the transgressive clay of the pollen analytical sub-zone Va (as also the pre-Boreal clay) indicated with black. After J. DONNER.

The transgression in question has been recognized at several localities in southern Finland in form of submerged forests and bogs, and embayments of the sea which were first isolated but then re-opened, fig. 5 and 6. The limit of the transgression cuts the older system of parallel shore-lines, as shown in the diagram Fig. 7. The reference level here is the »Ancylyus limit», which is in the primary horizontal position. Because the present uplifted position of this shore-line is not shown in the diagram, certain local names between Tampere and Leningrad have been plotted on the horizontal axis in order

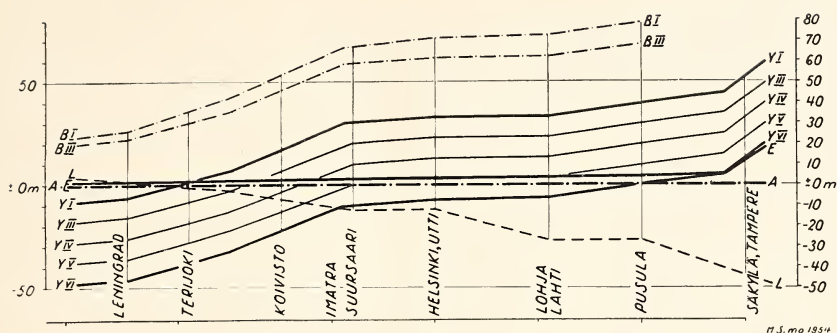


Fig. 7. Shore-line diagram showing the transgressive nature of the shore-line E with respect to the older shore-lines at the lower isobases.

to clarify the reconstruction. At the time in question the Littorina level was naturally still submerged, and formed a close mirror picture to its present position. It is obvious from the diagram that the shore-lines under discussion slope steeply toward the peripheral area, which is due to tilting. The earlier, vertical uplift without tilting, which had lasted several thousand years, was replaced by a tilting process which has continued ever since until the present time. In addition, due to this tilting the earth's crust has been broken into several more or less diagonal blocks, particularly between the isobases of Helsinki and Leningrad. There is thus a striking contrast between the older and the younger crustal movements.

Before considering further this deformation, we shall use the last mentioned postglacial shore-lines for another purpose, namely as a means of fixing the lateglacial shore-lines in their correct position relative to our common reference level, Littorina. The boreal shore-lines E and A act both chronologically and morphologically as a connecting link between lateglacial and younger postglacial levels, if these all occur together.

Such occurrences exist, rare as they are. An example is the first Salpausselkä in the Lohja region, see the map fig. 8 and the shore-line diagram fig. 9. Littorina I has here eroded a terrace, about 41 metres above sea level, in the Lohja endmoraine, observation point 2, which is a fluvio-glacial delta of the lower series at about 113 metres. In addition, a whole series of the younger Yoldia surfaces occur here, as well as E and A at 68—70 metres. They are all dated at several sites along the endmoraine as far as Hyvinkää, and from there northeast across the former great glacial bay south of Lahti, crossing the double moraine arches east of Lahti, the first Salpausselkä at Uusikylä railroad station, and the second Salpausselkä at Selänpää along

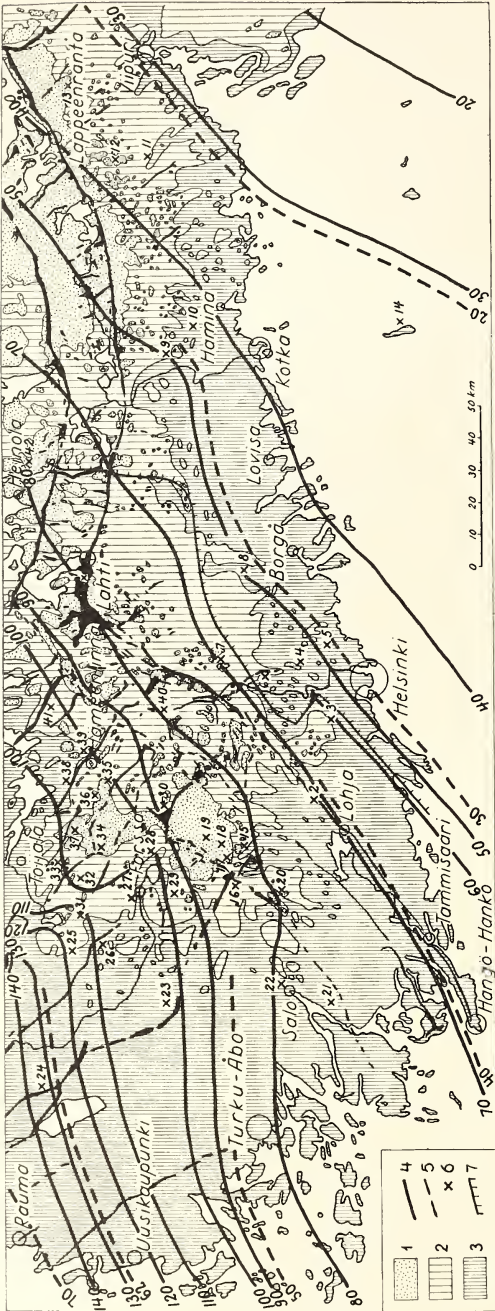


Fig. 8. Areas of some postglacial water bodies in southern Finland. 1. Dry land during the pre-Boreal Yoldia stage. 2. Yoldia Sea above the 3. Echineis Sea. 4. Echineis Sea. 5. Littorina isobase. 6. Littorina isobase. 7. Fault.

the Savo railroad. At these localities the levels for Y I and g occur at the same elevations as in the Lohja region, namely at 100 and 112 metres respectively, and above these B III is found at 127 and B I at 137 metres. Due to this, the higher levels of the Baltic Ice-Lake can also be fixed to the 41 metres isobase of L. I.

In a similar fashion it has been established that the 50 metres isobase for Littorina runs north of Turku (Åbo) through Suomensjärvi, Pusula, Hausjärvi, and Kärkölä observation points 20, 15 and 40, all the way to the great plateau west of Lahti (1) at the first Salpausselkä and further to the second Salpausselkä southwest of the town Heinola (42). The Tampere region, with well-developed shore-lines and closely spaced pollen sites, lies at the same isobase as Säkylä, Köyliö, and Eura parishes in the lower Satakunta, observation point 24, where L. I lies at about

----- SHORE-LINES OF THE NEOLITHIC CULTURAL STAGES I, II, AND IV
 - - - - SHORE-LINES OF FRESH-WATER STAGES OF THE BALTIC
 ——— MARINE SHORE-LINES

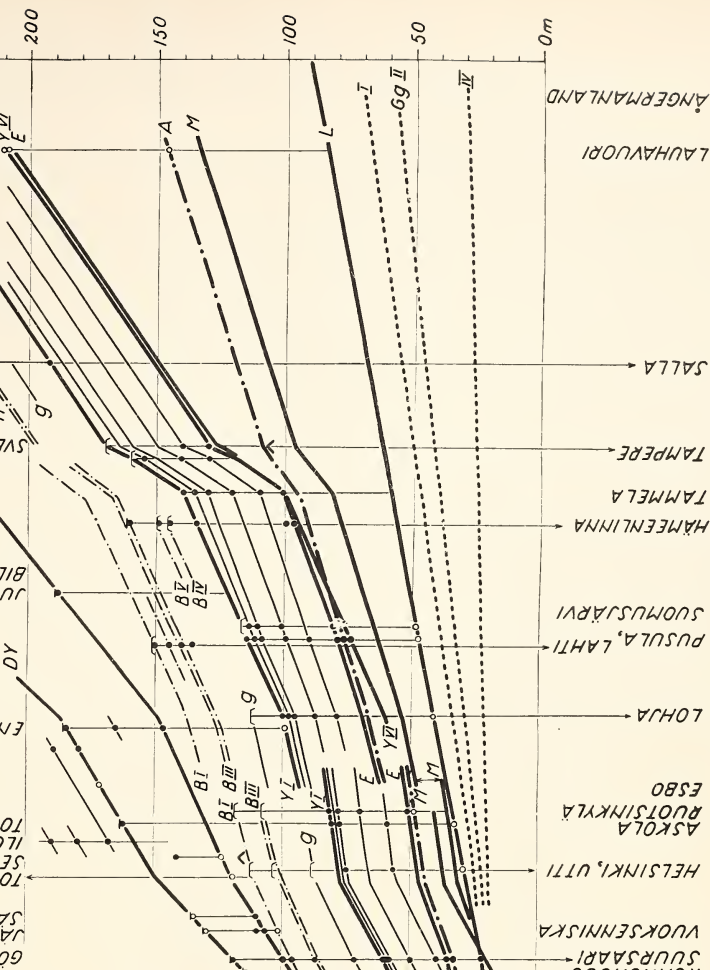


Fig. 9. Shore-line diagram showing the deformation of some most important shore-lines at various isobases in the southeastern sector of Fennoscandia.

64 metres elevation. The course of the isobases can be best observed by an examination of the map, fig. 8.

The Helsinki region and the other special areas in southern Finland, i.e. Askola north of Borgå and Sippola, observation point 9, east of the Kymi river, are in the zone of 30—34 metres isobase for *Littorina*. The Boreal shore-lines A and E have an elevation of 45 and 50 metres respectively, with Y I at 77—82 metres. The last mentioned values for Y I are found in the area of the great endmoraine belt in the vicinity of the Kaipiainen railroad station at the first Salpausselkä, and in the Savitaipale parish at the second Salpausselkä. In the surroundings of Helsinki the conditions are more complicated, as northwest of a line which runs through Espoo, Nurmijärvi, Mörskom, and Uusikylä, all the shore-lines older than *Littorina* lie about ten metres higher than the ones mentioned earlier. This is due to a great fault which effected the elevation of the older shore-lines before *Littorina* time. This faulting is probably synchronous with the great catastrophe which occurred, according to my results, at the transition of zones V and VI in the forest history, when Denmark suddenly subsided and the Ancylus Lake was lowered to the level of the ocean.

The course of the 22 metres *Littorina* isobase is easier to establish. In Suursaari (Hogland), observation point 14 and in Virolahti parish it occurs

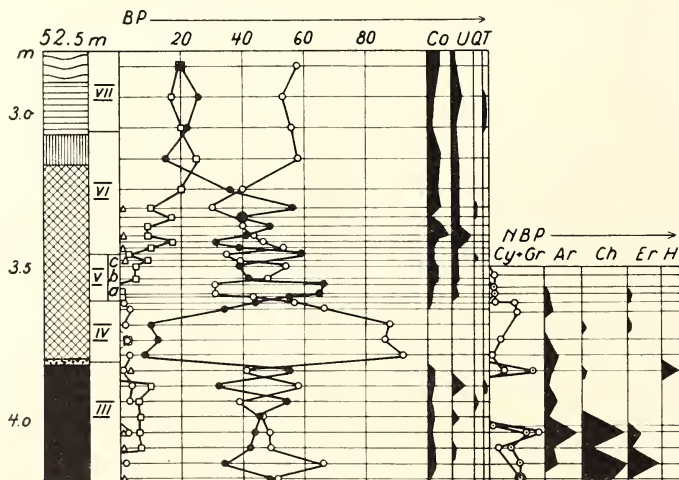


Fig. 10. Pollen diagram of Konnunsuo bog in southeastern Finland. The limnic gyttja overlying the baltic clay indicates the drainage of the Baltic Ice Lake at the transition of pollen zones III and IV. This surface lies presently 49 metres above the sea.

together with the 36 metres isobase of the shore-line E and the 60 metres isobase of shore-line Y I. From there the last mentioned shore-line can be traced to the vicinity of Imatra and there it can be tied in with the former levels of the Baltic Ice-Lake at Salpausselkä. As an example of the stratigraphical-paleontological material in eastern Finland we may refer to the pollen diagram from the bog Konnunsuo, fig. 10, Southeast of Lappeenranta, observation point 13.

Finally, I want to mention that the levels of the Salpausselkä can be followed all the way to Ingermanland and there they can be tied in with the reference level. Thus the entire group of gotiglacial shore-lines under consideration has been fixed with respect to Littorina, and we may now make a further examination of the shore-line diagram for the entire southeastern sector. The deformation is, in the broad sense, the same as in the diagram for the Ancylus time but even greater. The considerable variation of the gradient of the oldest shore-lines is a most striking feature. In the extreme S.E. they form a vast dome, but between 10 and 23 metres isobases for Littorina I they rise steeply, returning to a flat, almost horizontal position in western Uusimaa. Starting with the 40 metres isobase for L I the gradient increases again and its rise is maintained at about 0.5 metres per kilometre, until the 60 metres isobase for L I, where it reaches values twice as large within a small zone, e.g. in Tampere, but in other areas, e.g. northwest of the same area, it returns to the normal values.

It may be thought that these are only local disturbances and not phenomena of a wider extent. Within the southeastern sector of the area of uplift block faulting phenomena can be observed. I have already mentioned the great fault of the early Atlantic age in Uusimaa. As another example I might refer to southwestern Häme, an area where crustal movement is at present proceeding continuously and rapidly. Here the older shore-lines are almost horizontal, whereas the younger ones, in the basin of the Lake Vanajavesi, slope southeastward in the normal way, as has been established by V. AUER.

The variations in gradient mentioned above have a wide distribution. Besides the zone in western Finland with exceptionally steep gradient, I have also established a similar zone in central Finland, in the northern part of Lake Päijänne basin. I now want to maintain that the shore-line diagram for southern Sweden has a rather similar form as the one for southern Finland. The diagram is based mainly upon all available material from Halland. The reference level is PG and its position is clear from the studies of ASKLUND and L. VON POST, fig. 11. Another very important level is the base of the regression before the postglacial transgression. At the mouth of the estuary

Viskadal it lies at the level of the ocean, whereas L I has an elevation of about 17 metres. In Halmstad corresponding figures are at least —45 and 14 metres respectively, according to CALDENIUS, and at Gothenburg 15 and 25 metres according to THOMASSON. THOMASSON has also dated the regression with the aid of pollen analysis and this regression is most certainly synchronous with my Yoldia regression in southern Finland. After that begins the post-glacial transgression in the beginning of the Boreal period. I recognize there my Echineis transgression in the sub-zone Va, and the same is the result also for LINNMAN's pollen analysis of the sequence in Halland. It is thus not the oldest but the youngest Yoldia surface which in southern Sweden as well as in the eastern part of the Gulf of Finland dives much below the present ocean level.

On the basis of these two reference levels it is possible to show a number of shore-line series, all chosen from VON POST's measurements; but it is difficult to connect them with synchronous levels and to date them. VON POST has no pollen analytical dates; he himself has extrapolated the Yoldia level from the Väner basin, but it is my experience and opinion that such a dating is of no value. Instead, ASKLUND's work (1936) can be used as a basis. In his system a very striking shore-line to which he gave the preliminary name »the great terrassniveau» corresponds to Y I in southern Finland. The »sand-niveau» below this is again at least at the lower isobases in accordance with the Echineis shore-line. The numerous shore-lines situated at higher levels can be arranged in synchronous levels with the aid of Tanner's system. Firstly, we know with certainty that there is a correlation between the shore-line f at the ocean and Y I within the Baltic basin. Also, ASKLUND's »great terrassniveau» is correlated with f. The next older shore-line g is familiar to

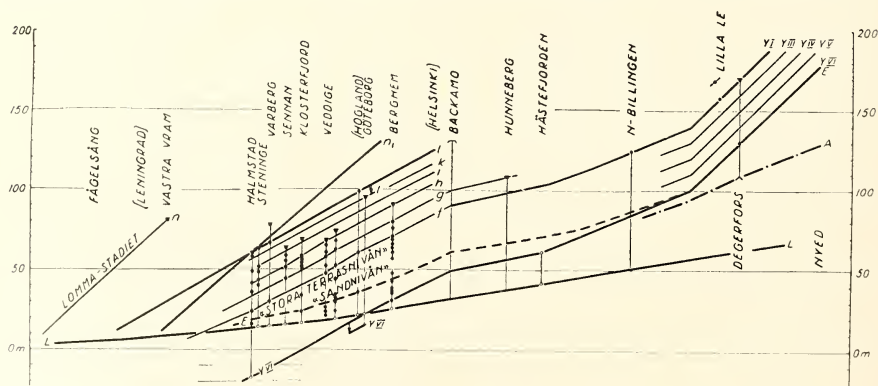


Fig. 11. Shore-line diagram of the older shore-lines in southwestern Sweden.

us in the Salpausselkä belt, and now it is also apparent 12 metres above *f* in western Sweden. The other observations correspond to *h*, *i*, *k*, and *l*, the last one being the highest synchronous level in TANNER's diagram. This is also the case in northern Halland and Bohuslän, for MG (the »marine limit») on the coast is correlated with *l*. Towards the northeast this metachronous limit naturally becomes younger, so that within the endmoraines in Central Sweden, it is, for example, after DE GEER 110 metres at Hunneberg and inside the moraines, in the Degerfors region, the figures for *f* are 150—170 metres. When these values are placed in the correct position with respect to the reference level we find that the shore-line diagram is in principle exactly the same as the one for Finland.

After this we may continue the construction of our Finnish diagram. The recently discovered shore-line *l* is of great interest. It is recognized at Suursaari (Hogland), for instance, in the form of a remarkable terrace at 100 metres and also further towards northeast around Ladoga and Onega and northwards all the way to Salla and Kemijärvi in Lapland. This is mostly based on E. HYPFÄS's observations.

As it has repeatedly been remarked, all of the older shore-lines considered so far, from *Y VI* to *l*, are parallel to each other. Considering their position it is obvious that they form a group of their own, which is limited downwards by Echineis and the other postglacial shore-lines, the lower limit being determined by a common great difference in gradient. Upwards the situation is the same. Above the strandline *l* there occurs in Carelia and, according to the study by ERIK NILSSON, in southern Sweden, still another older group of parallel surfaces, which show a much greater tilting. To these shore-lines the level *l* is transgressive, as *E* in relation to the group in the middle. The Onega and Ladoga basins, as well as the entire Baltic Sea then became connected with the White Sea, and flooding also took place in the areas of sub-aerial ablation moraine east of Lake Ladoga. The marine nature of the transgression is shown by the diatom flora from the deposits which lie above the discordance (*Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora oceanica* v. *macilenta*, *Nitzschia punctata*, and so on) and by the presence of certain fishes and crustaceans in these deposits (*Cottus quadricornis*, *Limnocalanus macrurus*, *Mysis relicta*, *Idothea entomon*, *Pontoporeia affinis*). Pollen analytical dating of the transgression gives an early Alleröd age, and the varved clay chronology gives a date of over ten thousand years B.C.

On the basis of the shore-line diagram presented it should thus be obvious that the lateglacial crustal upwarping differs in many aspects from the postglacial one. During thousands of years it was mainly a process of vertical

uplift, almost the same throughout the entire region. This was possible because the area of uplift consisted of four units, that is, one central block surrounded by three concentric zones. The movement took place along border lines, the so-called hinge lines, between these zones. The vertical uplift was interrupted twice during the time in question by a tilting process of short duration which must have resulted from the crustal sinking in the peripheral region. These incidents took place in the beginning of the tenth and seventh millennium B.C. Finally, it cannot be too strongly emphasised that besides the isostatic movements of the land also the eustatic rise of the sea level at the early postglacial time was involved in the changes of level, but naturally this phenomenon had no immediate effect on the complicated deformations of earth's crust discussed above.

Über Handelsbetriebe und Handelsgebiete im Einflussgebiet der Stadt Mikkeli

Mag. phil. I. SVENTO

Helsinki

Das Einflussgebiet einer Stadt als Abnehmer von Landerzeugnissen wird erstens vom sog. Landbezugsgebiet oder demjenigen Gebiet gebildet, aus dem die landwirtschaftlichen Betriebe die Stadt mit ihren Produkten beliefern, zweitens vom sog. Handelsbezugsgebiet oder demjenigen Gebiet, aus dem die Handelsbetriebe im Ort aufgekaufte Landprodukte in die Stadt senden, sowie drittens vom Vermittlergebiet oder demjenigen Gebiet, aus dem die Belieferung der Stadt mit Erzeugnissen des flachen Landes von Vermittlern besorgt wird.

Nachstehend werden die Handelsbetriebe und Handelsgebiete der Stadt Mikkeli vom Standpunkt der Verkehrs- und Wirtschaftsgeographie aus einer Betrachtung unterzogen. Den Angaben liegen Untersuchungsbefunde aus dem Gebiet von Suur-Savo zugrunde, wo ich die Wechselbeziehungen zwischen Mikkeli und dem umgebenden Land besonders in den Jahren 1936—38, d.h. in den drei letzten Normaljahren vor dem zweiten Weltkrieg, studiert habe. Die Angaben beziehen sich auf den genannten Zeitraum. Das Material für meine Untersuchungen sammelte ich in den Anbauchefsbezirken durch Rundfragen und persönliche Erkundigungen ein, wobei ich in jedem solchen Bezirk zwei mit der Gegend gut vertraute Landwirte befragte. Bei Besitzern und Chefen der Handelsbetriebe sowie bei Ladenvorstehern besprach ich mich über Angelegenheiten betreffend die Handelsbetriebe. Karte 1 zeigt die Anbauchefsbezirke und die Kaufläden im untersuchten Gebiet; in fast sämtlichen von denselben wurden Erkundigungen angestellt.

Im Einflussgebiet von Mikkeli existierten in den genannten Jahren insgesamt 281 getrennte Landhandelsbetriebe bzw. -geschäfte, die Verkauf oder Einkauf von Lebensmitteln betrieben (Karte 1); davon waren 97 Konsumgeschäfte oder deren Nebengeschäfte, die 18 verschiedenen Konsumvereinen unterstanden, 184 waren private Kaufläden. Nur 6 von den Privat-



Karte 1. 1. Grenze des Einflussgebietes von Mikkelin. 2. Grenze der Anbaufeldbezirke. 3. Konsumgeschäft. 4. Privatladen.

unternehmern besaßen mehr als ein, 2—4 Geschäfte. Von den Konsumvereinen wiederum hatte nur eines ein einziges Geschäft, die beiden grössten, mit den Zentralbetrieben in der Stadt, verfügten über je 15 Handelsgeschäfte in der Umgebung.

Von den Kaufläden befanden sich 96.5 % an der öffentlichen Landstrasse (bis einschliesslich der Dorfstrassen) und 3.5 % ohne eigentliche Landwegverbindung an Gewässern. Im nächsten Bereich der Eisenbahn, höchstens 4 km von dieser entfernt, waren von den Geschäften 15.7 % gelegen. (Nächstehend gilt jedes Geschäft in höchstens 4 km Entfernung von einer Verkehrsader als an derselben gelegen.) An einer Omnibuslinie oder der Eisenbahn lagen 86.2 %, an einer Omnibuslinie 82.6 % aller Geschäfte. Solche Geschäfte, die von dem Personendampferverkehr berührt wurden, gab es 85, entspr. 30 % von allen; von diesen befanden sich 70 zugleich auch an einer Omnibuslinie. Im ganzen waren 155 Geschäfte, oder 55 % von allen, am Wasser gelegen, davon 130 Geschäfte an Grossgewässern und 25 an zumindest 5 km langen Seen. Von den Geschäften mit Wasserlage waren 130 zugleich an einer Omnibuslinie gelegen. Im ganzen befanden sich 92 % von allen Geschäften an Verkehrslinien (Omnibus, Eisenbahn, Schiff), also in vorteilhafter Lage zum Verkehr. Der ausgesprochen überwiegende Teil der Warentransporte zwischen Stadt und Nahzentren entfiel, wie es auch die obenangeführten Zahlen klar andeuten, auf die Lastkraftwagen und Omnibusse.

Aus der Tabelle 1 ist zu ersehen, dass unter den schwach besiedelten Bezirken die Anzahl derjenigen am grössten ist, in denen es überhaupt kein oder nur ein einziges Handelsgeschäft gibt, sowie dass wiederum unter den volkreichen Bezirken die Anzahl derjenigen am grössten ist, in denen es mehrere Geschäfte gibt. Unter den Bezirken mit 400—800 Einwohnern befinden sich 10 solche, die eines Kaufladens entbehren, was davon herrührt, dass diese Bezirke im unmittelbaren Bereich der Stadt oder eines Kirchdorfs gelegen sind und die Gründung eines Handelsunternehmens folglich weniger rentabel erscheint, weil ja die Einwohner ihre Geschäftsangelegenheiten sowieso oft im nahegelegenen Zentrum erledigen würden. Man ist also bestrebt, die Geschäfte in Orte zu verlegen, wo die Einwohnerzahl hoch ist.

Im untersuchten Gebiet entsprechen Ackerfläche und Einwohnerzahl einander auf die Weise, dass bei wachsender Ackerfläche die Einwohnerzahl zunimmt, und umgekehrt. Eine Ausnahme bilden nur gewisse Kirchdorf-, Eisenbahn- und Sägereibezirke. Also auch in ackerreichen Gegenden sind die Handelsgeschäfte zahlreicher.

Von den 281 Handelsgeschäften im Einflussgebiet der Stadt Mikkeli kauften 210 auch Landprodukte aus dem nächsten Bereich auf, 71 übten

Einwohnerzahl	Anzahl der Geschäfte						
	0	1	2	3	4	5	6
— 200	10	5					
200— 300	22	16	5	1		1	
300— 400	18	20	8	1	3		
400— 500	12	18	14	7	1		
500— 600	2	5	6				
600— 700	1	5	3	1	2		1
700— 800	4		2	1	2	1	1
800— 900			1		4		
900—1000							1
+1000					4		

Tabelle 1. Anzahl der Anbauchefsbezirke in Beziehung zur Einwohnerzahl und der Anzahl der Handelsgeschäfte.

nur Verkauf. Die bei den Erkundigungen berücksichtigten Landerzeugnisse sind Butter, Fleisch, Häute, Eier, Wolle, Getreide, Kartoffel, Gartenprodukte, Fisch, Waldobst und Wild. Von den aufkaufenden Geschäften übermittelten 202 die Ware weiter an die Städte und andere grössere Besiedlungszentren, ein Teil der Produkte gelangte auch am eigenen Ort zum Vertrieb. Solche Geschäfte, die die aufgekaufte Ware ausschliesslich an die Ortsbevölkerung weiterverkauften, gab es nur 8.

Auf die verschiedenen Produkte verteilten sich Aufkauf, Vermittlung und lokaler Wiederverkauf, wie es die Tabelle 2 zeigt. Man ersieht, dass von den aufkaufenden Geschäften fast alle Butter, mehr als zwei Drittel Fleisch, Waldobst und Eier, etwa die Hälfte Waldwild, Wolle, Getreide und Häute und weniger als ein Drittel Gartenerzeugnisse, Kartoffeln und Fisch aufkauften. Der überwiegende Teil der Geschäfte liess die aufgekaufte Ware an die Zentren weitergehen und nur wenige verkauften sie ausschliesslich an die örtliche Kundschaft.

Butter, Fleisch, Waldobst, Eier, Wild und Häute aufkaufende und weitervermittelnde Geschäfte gab es in gleichmässiger Verteilung über das ganze Gebiet, in betreff der zwei letztgenannten Produkte allerdings weniger dicht, weil die Konkurrenz seitens der einzelnen Vermittler stark ist. Hinsichtlich Getreide und Fisch sind natürliche Einschränkungen erstens durch die schwache Fruchtbarkeit ausgedehnter Gebiete und zweitens selbstverständlich durch die ungleichmässige Verteilung der produktiven Gewässer gegeben; nur stellenweise gibt es in den grossen Gewässern soviel Fisch, dass davon

	Kaufte	Vermittelte	Verkaufte nur an die örtliche Kundschaft	Kein Einkauf	
				Sämtl. Geschäft berücksich- tigt	Nur Einkaufs- geschäfte be- rücksichtigt
Butter	206	188	18	78	4
Fleisch	173	151	22	111	37
Waldobst	169	169	—	115	41
Eier	142	119	23	135	61
Waldwild	118	116	2	166	92
Wolle	105	93	12	172	98
Getreide	97	83	14	180	106
Häute	96	96	—	181	107
Gartenprodukte ..	63	48	15	214	140
Kartoffel	61	51	10	216	142
Fische	58	34	24	219	145

Tabelle 2. Einkaufs-, Vermittlungs- und Verkaufsverhältnisse der Geschäfte in bezug auf verschiedene Produkte.

auch etwas zum Verkauf ausserhalb des eigenen Ortes übrigbleibt. Die Handelsbezugsgebiete von Gartenprodukten und Kartoffel bleiben gleichfalls gering, weil jene Erzeugnisse in grösserer Entfernung von den Zentren nicht mehr durch Vermittlung der Geschäfte abgesetzt werden und also die peripheren Teile des Einflussgebietes der Stadt in bezug auf diese Produkte neutral bleiben. Auch das Handelsgebiet für Wolle erreichte nicht die Grenzen des gesamten Einflussgebietes der Stadt, sondern auch in bezug auf dieses Produkt gab es neutrale Gebiete zumal in den peripheren Teilen des Einflussgebietes.

Die Handelsbezugsgebiete von Mikkeli, also die Gebiete, aus denen die Erzeugnisse des Einzugsgebietes durch Vermittlung der Handelsgeschäfte dem Zentrum zulaufen, sind mit Ausnahme der Fische in betreff sämtlicher Produkte grösser als das Landbezugsgebiet des betreffenden Produkts, also das Gebiet, aus welchem die Erzeugnisse direkt, ohne zwischengeschaltete Vermittlerstufe, in das Zentrum gelangen. Das Landbezugsgebiet umgibt also die Stadt enger als das Handelsbezugsgebiet, eine Regel, von der es nur wenige Ausnahmen gibt. Die meisten vermittelnden Geschäfte befanden sich denn auch ausserhalb des Landbezugsgebietes. Für die verschiedenen Produkte gestaltet sich das Verhältnis folgendermassen:

	Im Land- bezugsgebiet	Ausserhalb des Landbe- zugsgebietes
Butter	43	72
Fleisch	16	62
Waldobst	28	82
Eier	17	77
Waldwild	38	36
Wolle	2	76
Getreide	4	71
Häute	17	50
Gartenprodukte	11	32
Kartoffel	15	34

Die Tätigkeitsbereiche der Einzelvermittler erstreckten sich im allgemeinen bis an die Grenzen der Handelsbezugsgebiete. In bezug auf Fleisch trat das Vermittlergebiet stellenweise sogar beträchtlich aus den Grenzen des Handelsbezugsgebietes heraus.

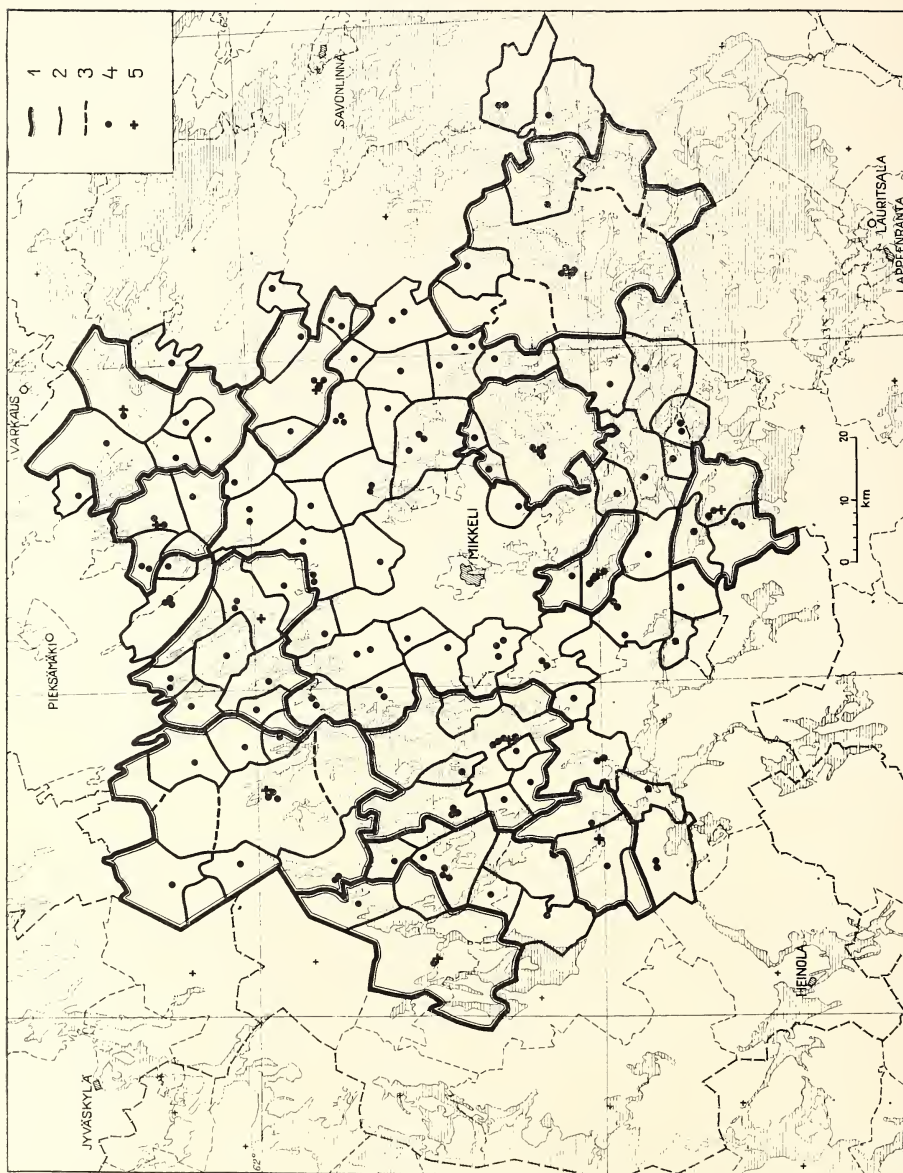
Die Grenzen der Handelsbezugsgebiete zweier Zentren schneiden einander, wodurch es zu der Bildung eines gemeinsamen Konkurrenzgebietes kommt, oder auch haben beide Zentren je ihr eigenes, getrenntes Handelsbezugsgebiet. Das Handelsbezugsgebiet von Mikkeli stand innerhalb des untersuchten Gebietes in bezug auf die verschiedenen hier berücksichtigten Produkte in folgenderlei Beziehung zu den entsprechenden Gebieten der Nachbarzentren. Butter: Konkurrenzgebiet mit Pieksämäki und Jyväskylä, partiell mit Savonlinna, Lappeenranta, Kouvola und Heinola. Fleisch: Konkurrenzgebiet mit Pieksämäki, partiell mit Varkaus, Savonlinna und Lappeenranta. Waldobst: Konkurrenzgebiet mit Lappeenranta und Heinola, partiell mit Pieksämäki und Jyväskylä. Eier: Konkurrenzgebiet mit Savonlinna, partiell mit Pieksämäki, Varkaus, Lappeenranta und Jyväskylä. Waldwild: Konkurrenzgebiet mit Heinola, partiell mit Pieksämäki, Lappeenranta und Jyväskylä. Wolle: Partielles Konkurrenzgebiet mit Lappeenranta und Heinola. Getreide: Konkurrenzgebiet mit Pieksämäki und Savonlinna, partiell mit Varkaus. Häute: Konkurrenzgebiet mit Lappeenranta, partiell mit Kouvola und Jyväskylä. Gartenerzeugnisse: Partielles Konkurrenzgebiet mit Pieksämäki und Lappeenranta. Kartoffel: Konkurrenzgebiet mit Pieksämäki. Fische: Desgl., dazu partiell mit Lappeenranta und Heinola.

Diejenigen Produkte, die von den meisten Geschäften vermittelt wurden, nämlich Butter, Fleisch, Waldobst, Eier und Wild (Tab. 2), bildeten zugleich auch Konkurrenzgebiete mit den meisten Nachbarzentren. Was diese letzteren betrifft, so hatten also die Handelsbezugsgebiete von Lappeenranta und Pieksämäki ein Konkurrenzgebiet mit Mikkeli in bezug auf insges. 9 Produkte, Heinola und Jyväskylä 5, Savonlinna 4, Varkaus 3 und Kouvola 2. Übergänge zweier Handelsbezugsgebiete ohne Konkurrenzgebiet waren häufiger als solche mit zwischengeschaltetem Konkurrenzgebiet. Berücksichtigt man nämlich alle 7 Nachbarzentren und alle 11 Produkte, so bildete das Handelsbezugsgebiet von Mikkeli ein Konkurrenzgebiet in 12 Fällen, partiell in 25 Fällen und überhaupt nicht in 40 Fällen.

Ausser nach den Nahzentren, vermittelten die Handelsgeschäfte des Untersuchungsgebietes Butter, Fleisch, Waldobst, Eier, Waldwild und Häute mit der Eisenbahn auch nach Helsinki, Kotka und Viipuri.

Bei denjenigen Produkten, für welche, wie oben festgestellt wurde, sich in weiterer Entfernung von den Zentren neutrale Gebiete ergaben (Wolle, Getreide, Gartenprodukte, Kartoffel, Fische), erfolgte der Übergang der Handelsbezugsgebiete auf die Weise, dass zwischen ihnen stets ein neutrales Gebiet eingeschaltet blieb. Ebenso wurde gefunden, dass zwischen den Handelsgebieten zweier Zentren ein Gebiet eingeschaltet war, das zum Einflussgebiet der Städte Kotka und Helsinki gehörte. So verhielt es sich z.B. in bezug auf mehrere Produkte im Falle Mikkeli—Kouvola. In den meisten Fällen ohne zwischengeschaltetes Konkurrenzgebiet erfolgte jedoch der Übergang zwischen dem Handelsbezugsgebiet von Mikkeli und demjenigen des Nachbarzentrums unvermittelt.

Die in das Handelsbezugsgebiet von Mikkeli eingreifenden Konkurrenzgebiete reichten im allgemeinen nicht bis zum Landbezugsgebiet der Stadt heran, nur ausnahmsweise war ein solches Handelsgeschäft ganz am Rande des letzteren gelegen. Folgende Fälle wurden verzeichnet: Nach Lappeenranta vermittelten im Landbezugsgebiet von Mikkeli 3 Geschäfte Fleisch, 6 Waldobst, 4 Häute und 3 Gartenprodukte, nach Pieksämäki 2 Geschäfte Waldwild und nach Kouvola 4 Geschäfte Häute. Umgekehrt ist auch die Anzahl der nach Mikkeli hin orientierten Geschäfte in den Landbezugsgebieten der Nachbarzentren gering: aus dem Landbezugsgebiet von Lappeenranta 3 Geschäfte Butter, 3 Waldobst, 2 Waldwild, 2 Häute und 2 Gartenprodukte, Pieksämäki 2 Waldobst und 3 Gartenprodukte, Varkaus 1 Waldobst und 1 Waldwild und Savonlinna 2 Waldwild. Auch die fernvermittelnden Geschäfte (nach Helsinki, Kotka und Viipuri) waren zur Hauptsache ausserhalb der Landbezugsgebiete gelegen, immerhin aber reichlicher an deren



Karte 2. 1. Grenze des Aufkaufsgebietes eines Kirchdorfs. 2. Grenze des Aufkaufsgebietes eines nach Mikkelin hin vermittelnden Geschäfts bzw. einer Geschäftsgruppe. 3. Grenze des Aufkaufsgebietes eines nach anderen Zentren hin vermittelnden Geschäfts bzw. einer Geschäftsgruppe. 4. Nach Mikkelin hin vermittelndes Geschäft. 5. Kirchdorf.

Aussenrändern als nach den Nachbarzentren hin vermittelnde Geschäfte. Im Landbezugsgebiet von Mikkeli vermittelten 5 Geschäfte Fleisch, 11 Waldobst, 2 Eier, 18 Waldwild, 8 Häute und 3 Gartenprodukte an die grossen Küstenstädte.

Eine Lage der gegenseitigen Konkurrenzgebiete der Zentren hauptsächlich ausserhalb der Landbezugsgebiete, diese entweder tangierend oder weiter entfernt von ihnen liegend, ist also typisch für das Untersuchungsgebiet.

In der Karte 2 sind angegeben die nach Mikkeli hin vermittelnden Geschäfte und deren Aufkaufsgebiete. Die Aufkaufsgebiete der Kirchdörfer sind durch dickere Umgrenzung kenntlich gemacht. In die Karte sind auch die Grenzen der Aufkaufsgebiete der nach den Nachbarzentren hin vermittelnden Geschäfte in solchen Fällen eingezeichnet, wo sie nicht mit den entsprechenden Grenzen der nach Mikkeli hin vermittelnden Geschäfte zusammenfallen. Von den Aufkaufsgebieten der nach den Nachbarzentren hin vermittelnden Geschäfte sind diejenigen weggelassen, die ausserhalb des Handelsbezugsgebietes von Mikkeli im Vermittlergebiet der Stadt gelegen sind. Die auf Grund der Rundfragenantworten gezeichneten Grenzen der Aufkaufsgebiete decken sich begrifflicherweise oft nicht mit der tatsächlichen Umgrenzung der Einflussgebiete der Geschäfte, sondern an der Grenze befindet sich in Wirklichkeit ein kleines Übergangsgebiet, von wo aus Geschäftsbesuche nach beiden Seiten hin unternommen werden. Die Grenzen jener Übergangsgebiete sind also auf der Karte durch eine gemeinsame sog. relative Grenze ersetzt, wie man es in derlei Fällen in der Praxis oft tut.

Wie man aus der Karte ersieht, stellen die Kirchdörfer bedeutende Unterezentren dar, mit ausgedehnten Aufkaufsgebieten der Geschäfte. Um Mikkeli herum bildet sich ein Gebiet, in welchem es keine Landprodukte vermittelnden Geschäfte gibt und dessen landwirtschaftliche Betriebe ihre Produkte ausschliesslich in der Stadt absetzen. Das Gebiet ist in dieser Hinsicht wie der Stadt selbst zugehörig. Zu der Entstehung entsprechendartiger Gebiete kommt es oft auch im Umkreis der Kirchdörfer, auch diese besitzen oft ihre besonderen, ausgedehnten Gebiete, die ihre Produkte ausschliesslich an das betreffende Zentrum verkaufen.

Den Einflussgebieten der Geschäfte kommt vom Standpunkt der sozialen Geographie eine erhebliche Bedeutung zu. Die Geschäfte stellen Zentren in ihren betreffenden Dorfschaften dar, denen regelmässig Produkte aus verschiedenen Teilen des Einflussgebietes zulaufen und umgekehrt wieder Bedarfsgüter in die Umgebung ausstrahlen. Aus der Karte 2 geht anschaulich hervor, wie lange Strecken die Landbevölkerung bei ihren Geschäftsbesuchen zurückzulegen hat. Die längsten Abstände ergeben sich in den Einflussgebieten

von Mikkeli und gewissen Kirchdörfern. Abstände von 10 km repräsentieren im allgemeinen das Höchstmass. Kleinere Kolonialwarengeschäfte, die nicht Aufkauf von Landprodukten üben, gab es allerdings im Gebiet, wie eingangs bereits erwähnt wurde, in einigermaßen dichterem Verteilung.

Die Vegetation des Kokemäenjoki-Deltas im Lichte von Bodentopographie und Deltaentwicklung

Prof. Dr. AUVO A. SÄNTTI

Turku

Die Mündung des Kokemäenjoki-Flusses schreitet infolge der ständigen Schlammzufuhr und der Landhebung durchschnittlich etwa 30 Meter jährlich gegen das Meer vor. Die subaquatischen, immer seichter werdenden Teile des Deltas werden von einer Vegetation besiedelt, die in dem Masse, wie das Wasser immer seichter wird und schliesslich vollends weicht, sich kräftigt, verändert und Vielseitigkeit erlangt. Wegen der unablässigen und verhältnismässig raschen Wandlung der Bodentopographie können sich die Pflanzenvereine nicht endgültig stabilisieren und sich an den jeweils herrschenden Zustand anpassen. Dennoch spiegelt die hier zutage tretende Sukzession der Vegetation in grossen Zügen die Entwicklung des Deltas wider.

Bei meinen früheren, die morphologische Entwicklung des Deltas betreffenden Untersuchungen ¹ konnte ich mich auf alte Tiefenkarten stützen, ohne die es schwierig gewesen wäre, zu endgültigen Ergebnissen zu gelangen. Auch bei einer Untersuchung der Vegetation wäre die Möglichkeit einer Verfolgung der Vegetationsentwicklung im Gebiet aus alten Karten von hohem Wert. Leider besteht diese Möglichkeit heute nicht; HÄYRÉN ² hat allerdings in seiner Untersuchung über die Vegetation in der Gegend von Pori (Björneborg) recht weitläufig auch das Flussdelta behandelt. Um einen wenigstens einigermaßen triftigen kartographischen Vergleichsgrund für künftige Untersuchungen über die Vegetationsentwicklung zu gewinnen, habe ich im Sommer 1954 eine Karte ausgearbeitet, die die Hauptzüge der Vegetation des Kokemäenjoki-Deltas im genannten Jahr wiedergibt. Da ich nun im Sommer zuvor auch eine Tiefenkarte des Deltas angefertigt habe, hat sich dadurch die Möglichkeit ergeben, wenigstens in gewissem Masse den Einfluss der Tiefen-

¹ SÄNTTI, AUVO A.: Die rezente Entwicklung des Kokemäenjoki-Deltas. Publ. Inst. Geogr. Univ. Turku 29. 1954.

² HÄYRÉN, ERNST: Björneborgstraktens vegetation och kärlväxtflora. Acta Soc. F. Fl. Fenn. 32. 1909.

verhältnisse auf die Vegetation im Delta zu verfolgen. Anderseits können später ohne zeitraubende Tiefenmessungen direkt aus der Vegetation Winke betreffs der Entwicklung der Tiefenverhältnisse erhalten werden.

Infolge anderweitiger Betätigung konnten die Untersuchungen leider nicht so eingehend durchgeführt werden, wie zu wünschen gewesen wäre. Bei der kartographischen Aufnahme der Vegetation musste ich mich lediglich mit den grossen Zügen begnügen, eine detaillierte Kartierung der einzelnen Bestände kam nicht in Frage. Auch war es im Rahmen der verfügbaren Zeit nicht möglich, auf permanenten Probestflächen zu arbeiten, ebenso sind detaillierte pflanzensoziologische Ermittlungen ausgeblieben; solche wären auch wohl kaum von besonderer Bedeutung gewesen, hat es sich doch in den meisten Fällen um eine mehr oder minder instabile, veränderliche Pflanzendecke gehandelt.

Die Kartierung wurde durch Rückwärtseinschneiden mit der »Suunto«-Bussole nach auf Flugaufnahmen sichtbaren Fixpunkten des Geländes (meistens nach dem Schornstein der Faserplattenfabrik in Pihlava und den Leit-leuchten des Fahrwassers) mit der Genauigkeit von fünf Strichen durchgeführt. Die Messungsgenauigkeit variiert an den verschiedenen Punkten nach Massgabe der Entfernung der Fixpunkte und des von den Richtungslinien gebildeten Winkels; der Fehler beträgt jedoch selten mehr als 20—25 m, er ist also kleiner als der jährliche lineare Zuwachs des Deltas. Die Genauigkeit der Messung darf somit im allgemeinen als zufriedenstellend gelten. Die Lagen der mit dem Flussufer parallelen Vegetationsgrenzen hingegen haben sich verhältnismässig weitgehend stabilisiert, und darum wird man beim Vergleich dieser Kartierung mit künftig auszuführenden auf den erwähnten Fehler Bezug zu nehmen haben. Abseits von den Stromfurchen, ausserhalb des Bereichs des eigentlichen aktiven Deltas, wurde die Kartierung

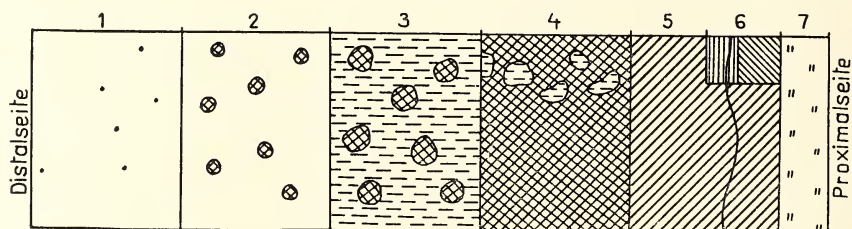


Abb. 1. Die Pflanzensukzessionen des Deltas. Punkte: vereinzelte Simsensprosse, karierte Flächen: Simsichte, gestrichelte Flächen: *Nuphar* bzw. *Nymphaea*, lichte schräge Schraffierung: *Phragmites*, senkrechte Schraffierung: *Carex rostrata*, dichte schräge Schraffierung: *Carex aquatilis*, „ Wiesen; Wellenlinie bei 6: Uferlinie.

oberflächlicher, grossenteils okulär unter Benutzung der Geländemerkmale der Flugaufnahme durchgeführt. Dabei leisteten die durch die dichte Wasservegetation hindurch zu den Uferbehausungen führenden Kahnrinnen bei der Ortsbestimmung gute Dienste.

Bei der Kartierung wurden mit Rücksicht auf die Sukzession der Vegetation folgende Zonen unterschieden (Abb. 1. S. 360 u. 3, S. 376):

1. Zone der vereinzelter *Scirpus lacuster*-Sprosse und kleinen Sprossgruppen.
2. Zone der getrennten *Scirpus lacuster*-Bestände.
3. Zone der *Scirpus lacuster*- und *Nuphar luteum*-Bestände.
4. Zone der ausgedehnteren *Scirpus*-Flächen.
5. Die *Phragmites*-Zone.
- 6—7. Seggenbestände und Wiesen.

Dieser Zonenaufbau besteht in grossen Zügen vom Meer landeinwärts, dazu begegnet man in der Vegetation zonalen Unterschieden vom Strombett des Flusses nach beiden Ufern hin, freilich jedoch verhältnismässig selten in so grossem Umfang und deutlicher Ausprägung, dass sie bei einer in kleinem Massstab gehaltenen Kartierung erfasst werden könnten.

Zone der vereinzelter *Scirpus*-Sprosse und kleinen Sprossgruppen

Diese Zone umfasst zwei getrennte Gebiete, das eine südwestlich, das andere nordwestlich der Insel Busö gelegen (Abb. 3). Zur Zeit der Untersuchung waren die äussersten *Scirpus lacuster*-Sprosse im ersteren Gebiet bereits etwa 1300 m westlich Busö vorgedrungen. Die Wassertiefe beläuft sich hier an den einzelnen Standorten auf 160—185 cm, von der normalen Spiegelhöhe gerechnet. Ein Spross wuchs jedoch 192 cm und ein anderer 190 cm tief; das sind überhaupt die grössten Tiefen, in denen ich der Art im Bereich des Kokemäenjoki-Deltas begegnet bin.

In die Tiefenkarte (Abb. 2) sind alle *Scirpus lacuster*-Vorkommnisse eingezeichnet, die abgesehen von der östlichen Ausbuchtung und dem Nordostrand des Gebietes, wo die Grenze durch eine gestrichelte Linie angedeutet ist, hier angetroffen wurden. Die bei den Beständen gefundenen Tiefen sind im Vergleich zu den Werten der Tiefenkarte im allgemeinen um etwa 10 cm kleiner, und auch in anderen Teilen des Untersuchungsgebietes durchgeführte Messungen haben erwiesen, dass der Meeresboden in den *Scirpus lacuster*

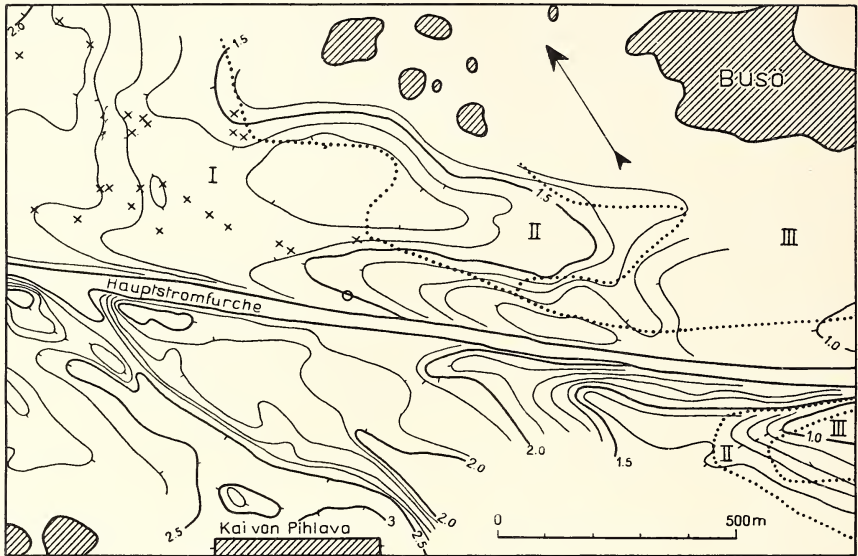


Abb. 2. Bodentopographie und äusserste Vegetationsgebiete. I: Gebiet der vereinzelter Simsensprosse, II: Gebiete der getrennten Simsenbestände, III: Gebiete der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände. x: vereinzelter Simsenvorkommnisse im Gebiet I, o ein getrennter Simsenbestand. Punktuelle Linien: Vegetationsgrenzen. Höhenunterschied der Tiefenkurven 10 cm.

-Beständen allgemein um 10–15 cm über die Umgebung erhoben liegt. In den inneren Teilen des Deltas, wo die Bestände grösser und älter sind, beruht dies offenbar auf der stattfindenden Anhäufung von abgestorbenen Teilen der Art selbst, dazu hat der Bestand auch die anorganische Sedimentation in seinem Bereich gefördert. Die einzelstehenden Sprosse im fraglichen Gebiet dürften wohl noch kaum auf geschilderte Weise gewirkt haben können, sondern es hat sich offenbar die Art im allgemeinen an den etwas seichteren Stellen des Meeresbodens eingefunden.

Doch nicht die Wassertiefe allein hat das Auftreten der Art bestimmt. Trotzdem die seichtesten Stellen auf dem die Hauptstromfurche beiderseits begleitenden Wall liegen, gibt es hier nur 1–2 Vorkommnisse der Art. Auf der Innen-, d.h. der der Stromfurche zugekehrten Seite des Walls fehlt die Simse völlig, gleichwie alle anderen bis zur Wasseroberfläche hinaufwachsenden Pflanzen. Im allgemeinen begegnet man ihr hier auf der Uferseite der ebenerwähnten Wälle und im etwas tieferen Gebiet zwischen Wall und Ufer. Dies muss seinen Grund im Schiffsverkehr haben, der sich eben der Hauptstromfurche bedient. Die Bugwellen der Wasserfahrzeuge rühren das

Wasser an den Innenseiten der Wälle bis zum Grunde auf; ausserhalb, d.h. auf der Uferseite der Wälle, ist ihre Kraft dagegen bereits bedeutend geschwächt.

Am Distalrand der Zone schiebt sich jedoch eine ziemlich ausgedehnte, wahrscheinlich durch die Tiefenverhältnisse bestimmte simsensfreie Fläche hinter den Wall ein. Entsprechend beschreibt hinter dem Wall die Zone der vereinzelt Simsensprosse eine Ausbuchtung gegen die Zone der eigentlichen *Scirpus*-Bestände (vgl. auch S. 364 und 366).

Von anderen kennzeichnenden Pflanzenarten dieser Zone ist *Butomus umbellatus* die wichtigste. Diese Art wurde an insgesamt fünf Stellen gefunden, stets zusammen mit der Simse und immer steril. In den meisten Fällen hatte die Pflanze Schwimmblätter entwickelt, doch noch ganz am Distalrand der Zone, auf 185 cm tiefem Wasser, erhoben sich die Spitzen mehrerer Blätter aus dem Wasser, an kleine Simsensprosse erinnernd. *Nuphar luteum* wurde in der Nähe einer Simsengruppe am Proximalrand der Zone gefunden. Von den Blättern der drei angetroffenen Exemplare hatten nur zwei die Wasseroberfläche erreicht. In einer anderen *Scirpus*-Gruppe gleichfalls am Proximalrand der Zone wurde *Sparganium simplex* f. *longissima* festgestellt. Andere Arten waren in der Zone trotz Suchens nicht zu finden.

Auf der Südseite der Hauptstromfurche fehlt diese Zone praktisch völlig. Der Holztransport zum Kai von Pihlava und die vor diesem durchgeführten Ausbaggerungen haben die Entwicklung der Vegetation unterbunden und die schon entstandenen Bestände zerstört. In die vom Seefahrtsamt gearbeitete Tiefenkarte vom Jahr 1947 ist östlich des Kais von Pihlava ein ziemlich ausgedehnter Simsensbestand eingezeichnet, und zwar an einer Stelle, die jetzt der Vegetation entbehrt; die Grenze der Simsensbestände verläuft hier gegenwärtig nordöstlich von diesem ehemaligen Bestand. Die wenigen am Rande des von der Simse besiedelten Gebietes vorkommenden Sprossgruppen können nicht zu der jetzt in Rede stehenden Zone gezählt werden und sind darum auch nicht einmal als schmaler Gürtel in die von mir gezeichnete Karte eingetragen.

Nordöstlich der zwischen Busö und Sådö gelegenen Inselgruppe begegnet man der Zone wieder in vorzüglicher Ausbildung. Einzelne Simsensprosse stehen im offenen Wasser hier und da bis nordostseits der Insel Loisto. Weil aber die Sedimentationstätigkeit des Flusses sich nicht mehr in erwähnenswertem Masse hierher richtet und das Gebiet also schon ausserhalb des eigentlichen Deltas liegt, wurde auf seine nähere Untersuchung und kartographische Aufnahme verzichtet.

Im Jahr 1901 war eine der obigen entsprechende Vegetation nach HÄYRÉN (op.c., p. 108) im Wassergebiet zwischen Busö und Linderinkari zu finden;

eine nähere Ortsdefinition wird vom Autor nicht gegeben. Von Begleitarten der Simse wird nur *Nuphar luteum* erwähnt, das damals bedeutend reichlicher vorgekommen zu sein scheint, als gegenwärtig in der entsprechenden Zone. Dies dürfte davon herrühren, dass das Gebiet im Schutze der Insel Busö lag.

Zone der getrennten *Scirpus lacuster*-Bestände

Gebiete von durch offene Wasserfläche voneinander getrennten Simsenbeständen gibt es auf der Nord- und Westseite von Busö sowie auf der Nordostseite des Kais von Pihlava. Nur die zwei letztgenannten Gebiete sind indessen kartographisch aufgenommen, weil, wie oben bereits erwähnt wurde, die nördlich Busö gelegenen Wassergebiete kaum mehr dem eigentlichen rezenten Delta zugezählt werden können.

Neben kleinen *Scirpus*-Gruppen findet man in dieser Zone zahlreiche dichte Bestände von 1 bis 10 m Durchmesser. Trotzdem dieselben kaum den zwanzigsten Teil des Gesamtareals einnehmen, sind sie dennoch physiognomisch bestimmend, im Gegensatz zu den kleinen Sprossgruppen der vorhergehenden Zone, denen man im offenen Wasser kaum gewahr wird. Ihre typischste Ausbildung erlangt diese Zone auf der Westseite der Insel Busö. Hier liegen die Bestände auf 125—165 cm tiefem Wasser; nur bei einem Bestand ist das Wasser tiefer, 170 cm. Auch in der Grenzkonfiguration dieses Gebietes erkennt man die Stromwalltopographie¹ des Deltas (Abb. 2 Zone II). Wie oben die Zone der Einzelsprosse, bildet auch diese Zone hinter dem Wall eine Ausbuchtung in die nächstfolgende hinein.

Auch hier meidet die Simse deutlich die Innenseite des Stromwalls, abgesehen von einem einzigen, unmittelbar am Rande der Stromfurche gelegenen etwa 10 m² grossen, sehr lichten und verhältnismässig schwach fertilen Bestand, der, trotzdem er sich auf knapp 1.5 m tiefem Wasser befindet, deutlich infolge seiner Lage zu leiden scheint.

Die über einen Meter grossen Bestände liegen hier nicht viel dichter als die Einzelsprosse und vereinzelt Sprossgruppen in der vorhergehenden

¹ In meiner obenerwähnten morphologischen Deltauntersuchung habe ich für die beiderseits der Stromfurche verlaufenden Wälle den Ausdruck Axialwall gebraucht, um sie von den ebenfalls durch die Sedimentation des strömenden Wassers verursachten transversalen Wällen in den distaleren Teilen des Deltas zu unterscheiden. Da die Transversalwälle im vorliegenden Zusammenhang ausser Betracht fallen, habe ich hier für die ersteren den m.E. einfacheren Ausdruck Stromwall eingeführt.

Zone. Die zwischen den Beständen gelegenen kleineren Gruppen erlangen in der Physiognomie der Vegetation nur verhältnismässig geringe Bedeutung. Offenbar haben gerade jene erstgenannten Bestände vor ein paar Jahrzehnten ganz unbedeutende Sprossgruppen dargestellt und haben sich dann vermöge ihres zeitlichen Vorsprungs rasch zu grösseren Beständen entwickelt. Dagegen ist die Entwicklung der in den Zwischengebieten später entstandenen Sprossgruppen träger gewesen.

Von den anderen hier verzeichneten Arten ist *Nuphar luteum* die wichtigste. Am Westrand begegnet man ihr nur in vereinzelt Exemplaren an der Distalseite weniger Simsenbestände. Ostwärts nimmt ihre Anzahl zu, nach wie vor sind sie aber hauptsächlich an der Distalseite der Simsenbestände gelegen. Erst in den östlichen Teilen der Zone begegnet man ihnen verhältnismässig häufig auch an andersartigen Stellen. Die *Nuphar*-freien Wasserflächen herrschen jedoch vor, und blühende Exemplare der Pflanze sind selten. Die Neigung der Art, in den peripheren Teilen ihres Vorkommens mit Vorliebe die Distalseiten der Simsenbestände zu besiedeln, ist — sofern die Erscheinung nicht lediglich als blosser Zufall zu betrachten ist — einigermaßen problematisch. Ihr Fehlen im Bereich der äussersten Simsenbestände, trotzdem es sich doch im Vergleich zu *Scirpus lacuster* im allgemeinen um eine Pflanze tieferen Wassers handelt, erweist, dass die Art gegen den Wellengang empfindlicher als die Simse ist. Warum sind also ihre äussersten Vorkommnisse auf der Distalseite und nicht auf der gegen den Wellenschlag des Meeres besser geschützten Proximalseite der Simsenbestände gelegen? Auch um etwaige Deckung gegen die Flusströmung kann es sich schwerlich handeln, denn die Strombewegung ist hier schon ziemlich schwach. Die wahrscheinlichste Erklärung dürfte die sein, dass die vom Fluss mitgeführten *Nuphar*-Samen sich eben im Strömungsschutz der Simsenbestände am leichtesten abgesetzt haben.

Butomus umbellatus ist hier kaum erwähnenswert häufiger als in der vorhergehenden Zone und tritt nach wie vor ausschliesslich steril auf. *Spartanium simplex* f. *longissima* wurde am Rande einiger Simsenbestände angetroffen, ebenso *Potamogeton perfoliatus* in einigen Exemplaren und ganz am Proximalrand des Gebietes bandförmige Wasserblätter der *Sagittaria sagittifolia*.

Auf der Südseite der Hauptstromfurche ist auch diese Zone grösstenteils zerstört. Als Rest steht nur noch das westliche Ende der nordostseits des Kais von Pihlava gelegenen *Scirpus*-Bestände übrig; der übrige Teil dieses Simsengebietes trägt bereits ein etwas abweichendes Gepräge. Es fügt sich nicht mehr unmittelbar in die Vegetationssukzession des Deltas vom Meere landwärts ein, sondern gehört den Vegetationsgürteln des Flussufers an.

Es liegt auch auf seichterem Wasser als das im vorhergehenden beschriebene Gebiet, die Wassertiefe beträgt hier nur 90—145 cm, und sowohl Anzahl als Reichlichkeit der akzessorischen Arten sind einigermassen grösser als dort. Die Wellenwirkung des Meeres macht sich hier nur noch wenig bemerkbar, aber die Strömung und der Holztransport scheinen die Entwicklung der Vegetation dermassen zu stören, dass sich *Nuphar* in diesem Teil nicht auszubreiten vermag, trotzdem die Simse hier wohl noch gedeiht. Einer derartigen Vegetation begegnet man hier und da auch anderswo dem Fluss entlang, aber auf so kleinen Flächen, dass sie nicht auf der Karte sichtbar gemacht werden konnten. Bei eintretender Verstopfung der Nebenarme finden sich an deren Mündung zunächst *Scirpus*-Bestände ein.

Zone der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände

In dieser Zone sind die Zwischenräume der *Scirpus*-Bestände relativ zusammenhängend von *Nuphar* eingenommen, das in manchen Fällen so grosse Dichte erlangt, dass die Blätter der Pflanzen einander teilweise bedecken. Die Blütenentwicklung ist ausgiebig. Einer derartigen Vegetation begegnet man auf ausgedehnten Flächen auf der Nordost- und Südseite von Busö sowie auf der Ostseite des Kais von Pihlava (Abb. 2).

Im Gebiet nordöstlich der Insel Busö, das ich nicht mehr dem eigentlichen Delta zuzähle, wurde die Lage dieser Zone nur bei der sog. Fahrrinne der Merikarviaer ermittelt. *Nuphar* tritt hier etwas spärlicher als in derselben Zone zwischen Busö und Pihlava auf; dagegen sind *Potamogeton natans* und *P. perfoliatus* hier reichlicher zu finden.

Im Gebiet zwischen Busö und der Hauptstromfurche hat sich die Zone auf 90—140 cm tiefem Wasser entwickelt, also zum Teil in gleicher Tiefe wie die vorhergehende Zone. Ausschlaggebend dafür, ob *Nuphar* imstande ist, die Zwischenräume der Simsenbestände auszufüllen, ist die Geschütztheit des Standorts. Die Bodentopographie macht sich auch in dieser Zone insofern geltend, als hinter dem Stromwall sowohl die Distal- als Proximalgrenze einen Bogen flussaufwärts beschreiben. Der proximale Bogen hätte auf der Karte vielleicht sogar tiefer gezeichnet werden können, denn auch stromaufwärts von hier ist die Simsenvegetation an dieser Stelle ziemlich lückig. Es war jedoch vom Boot aus schwierig eine Gemeinschaftszugung des Anteils der verschiedenen Bestände durchzuführen, und darum ist auch die Grenze hier lediglich approximativ.

Südlich der Hauptstromfurche ist das Gebiet der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände beiderseits von strömendem Wasser umgeben, und darauf dürfte

es beruhen, dass die Zone hier nicht die Tiefengrenze von 120 cm überschreitet. Andererseits führt der strömende Fluss dem Standboden ständig neues Sedimentationsmaterial zu, und dies hat zur Folge, dass die Bestände hier abweichende Üppigkeit erlangen. Besonders betrifft dies den an die Hauptstromfurche grenzenden Teil des Gebietes, dagegen sind die im Schutze der auf der Karte erkennbaren V-förmigen Deltainsel gelegenen Teile deutlich schwächer entwickelt: *Nuphar* blüht spärlich, freie Wasserflächen kommen reichlich vor, und es scheint, wie wenn auch der Zuwachs der Simsenbestände sich gegenwärtig im Stillstand befände. Gegen das seichtere Innere des von der Insel gebildeten Trichters hin nimmt das freie Wasser sogar etwas zu. Die allzu geschützte Lage des Standorts hat also hier augenscheinlich zu einer gewissen Verarmung der Vegetation geführt. Die Bedeutung der Stromwälle, die von den Distalspitzen dieser Deltainsel ausgehen, tritt auch hier deutlich zutage.

Am Südrand des Deltagebietes ostseits des Kais von Pihlava ist die Ausdehnung der zu dieser Zone gehörenden Vegetation gering. Im Süden wird ihre Ausbreitung durch die Schwemmreihe des Sägeblockvorrats von Pihlava verhindert, am Nordrand wiederum durch die Holzflössung gestört.

In der Zone der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände findet man alle diejenigen akzessorischen Arten wieder, die bereits in Verbindung mit den beiden vorhergehenden Zonen erwähnt wurden, und zwar in einigermassen erhöhter Reichlichkeit, aber dennoch nicht besonders wesentliche Bedeutung im Vegetationsaspekt der Zone erlangend. Von den neu hinzutretenden Arten beansprucht *Nymphaea candida* das grösste Interesse. Man begegnet ihr in wenigen Exemplaren nicht weit vom Ufer der Insel Busö an sowohl vor Strömung als Wellenschlag geschütztem Ort. Im Vollschutz der eben erwähnten V-förmigen Deltainsel gedeiht sie gut, so dass die von den beiden Schenkeln der Insel flankierte kleine Bucht am vorteilhaftesten schon als *Scirpus* — *Nymphaea*-Gebiet zu charakterisieren wäre (Abb. 3, S. 376). Auch HÄYRÉN (op.c., p. 74) weist in seiner Untersuchung auf die grössere Schutzbedürftigkeit von *Nymphaea* im Vergleich zu *Nuphar* hin.

Von anderen Arten wurden *Potamogeton natans* häufig, *P. gramineus* und *P. praelongus* je einmal angetroffen.

Ausserhalb der eigentlichen Zone der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände begegnet man einer ähnlichgearteten Vegetation auch an den Distalenden mehrerer weiter flussaufwärts gelegenen Deltainseln. Diese an Flächenausdehnung unbedeutenden *Scirpus* — *Nuphar* -»Schwänze« sind offenbar wenig-

stens zum Teil Überbleibsel aus derjenigen Phase der Deltaentwicklung, als die betreffenden Inseln sich erst gerade aus dem Wasser erhoben.

Nord- und ostseits Kivini findet neben den schon bestehenden Stromwällen des Deltas auch alluviale Sandbankbildung statt. Ist die Wassertiefe über einer solchen Sandbank auf etwa 1.5 m herabgesunken, so finden sich alsbald *Scirpus* und *Nuphar* ein, unter Bildung von schmalen Streifen und »Schwänzen«, die der Verlaufsrichtung der Sandbank folgen. Dabei ist von den beiden Arten *Nuphar* unbedingt vorherrschend, meistens findet man aber am Proximalende des Bestandes *Scirpus* gleichsam in der Funktion eines Strompfeilers.

Auch anderswo oberhalb der eigentlichen *Scirpus*—*Nuphar* -Zone treten beide Arten gemeinsam gürtelbildend am Flusslauf auf. Weil aber dieser Gürtel oft unterbrochen und selten mehr als 10 m breit ist, hat er nicht auf der Karte vermerkt werden können. Oft ist ihm ein *Sparganium simplex* f. *longissima* -Gürtel vorgelagert.

Der *Nuphar*-Rand geht am Flusslauf regelmässig bis 150—160 cm tief, dagegen begegnet man der Simse hier nur selten auf mehr als metertiefem Wasser. Am Stromrand der *Scirpus*-Flächen schwankt die Wassertiefe regellos von einigen Dutzend Zentimetern bis zu einem Meter. Die vorgeschobenen Teile bezeichnen offenbar die Stellen früherer getrennter Bestände der Simse, die im seichteren Wasser auf der dem Stromwall zugekehrten Seite miteinander verschmolzen sind, während *Nuphar* auf der Flussseite seine Stellung beibehalten hat. In diesem Falle sind also *Scirpus* und *Nuphar* nicht gürtelförmig nacheinandergeschaltet, sondern beide bilden zusammen einen das Strombett kantenden schmalen Vegetationsgürtel, die zusammenhängende *Scirpus*-Vegetation des dahintergelegenen seichten Wassers wiederum einen anderen.

Zu der Entstehung eines Komplexes von *Scirpus*- und *Nuphar*-Beständen kommt es auch beim allmählichen Verwachsen der Nebenarme dadurch, dass *Nuphar* die Zwischenräume der zuerst gebildeten Simsenbestände ausfüllt. (z.B. Abb. 3, S. 376, Flussarm westlich Linderinkari).

Zone der zusammenhängenden *Scirpus*-Flächen

In dieser Zone tritt *Scirpus lacuster* zu mehr oder minder ausgedehnten zusammenhängenden Gebieten zusammen. Auch hier begegnet man meistens auch Wasserrosenbeständen (*Nuphar*, *Nymphaea*), jedoch in deutlich zurücktretenden Anteilen, auch gedeiht *Nuphar* hier im allgemeinen nicht so gut wie in der vorhergehenden Zone. Die Wassertiefe übersteigt meistens nicht

einen Meter. Wo aber mehr als 1 m tiefe Stellen vorkommen, dort wird der Bestand deutlich lückig. So verhält es sich z.B. südöstlich Busö hinter dem Stromwall, wo ansehnliche Teile der bei der vorliegenden Zone untergebrachten Flächen mit gutem Grunde bei der Zone der *Scirpus*- und *Nuphar*-Bestände untergebracht werden könnten (vgl. S. 366). Noch auf etwa 30 cm tiefem Wasser ist das Simsicht durchaus lebenskräftig und konkurrenzstark. Solche Bestände geraten bei normalen Tiefwasserständen noch nicht aufs Trockne. Bei abnehmender Wassertiefe wird der Simsenbestand bereits geschwächt. Noch auf nur 5 cm tiefem Wasser bin ich einem dichten und reinen *Scirpus*-Bestand begegnet, wo zwar die Simse sogar etwas dichter als gewöhnlich stand, ihre Sprosse aber weit dünner und kürzer als normal waren. Die Blütenbildung war wohl ausgiebig, die Infloreszenzen aber klein.

Das ausgedehnteste dieser Zone zuzuzählende Gebiet befindet sich auf der Nordseite der Hauptstromfurche, wo es den grössten Teil der zwei Kilometer langen und nicht ganz einen Kilometer breiten Wasserfläche zwischen Linderinkari und Busö einnimmt. Ein zweites liegt am Südrand des Deltas nord- und westwärts Teemuluoto. Kleineren, von den vorigen getrennten Gebieten begegnet man am Ende der beiden Flanken der im vorhergehenden bereits ein paarmal erwähnten V-förmigen Deltainsel. Die beiden letztgenannten sind gleichwie der Südrand des nördlichen ausgedehnten *Scirpus*-Gebietes auf je einem Stromwall der Deltaarme und zwar gleichfalls auf dessen Innenseite gelegen. Dasselbe ist wahrscheinlich der Fall am Nordrand des *Scirpus*-Gebietes von Teemuluoto, das wegen des störenden Holztransports indessen nicht näher untersucht wurde.

Im seichten Wasser eines Stromwalls ist die Strömung so schwach, dass das Wachstum der Simse nicht gestört wird, aber doch stark genug, um eine genügend ausgiebige Ernährung des Bestandes zu sichern. Die wichtigsten Begleitarten in den Simsenbeständen der Stromwälle sind *Scolochloa festucaecea*, *Typha angustifolia* und *Butomus umbellatus*, die hier sogar kleine Bestände bilden können, deren Anteil aber gegenüber demjenigen der Simse dennoch verschwindend klein ist. Auch *Phragmites communis* ist zu finden, ist aber in den Simsenbeständen der Stromwälle als ein fremdes Element zu betrachten, dessen Erscheinen an Stellen, wo die Wassertiefe nur noch recht gering ist, ein relativ rasches Verschwinden der Simsenbestände ankündigt. Anderen Luftblattkräutern, wie *Typha latifolia*, *Sagittaria sagittifolia*, *Rumex hydrolapathum* und *Cicuta virosa* bin ich nur an Stellen begegnet, wo das Eis die Simsenbestände aufgebrochen hat, und sie sind also nicht typisch für die Zone. Über Wasser- und Schwimmblattkräuter fehlt es mir aus diesem schwer befahrbaren Gebiet an hinreichendem Beobachtungsmaterial.

Auch in dem hinter dem Stromwall gelegenen grösseren Teil des nördlichen Simsengebietes gibt es ausgedehnte Simsenflächen, die nicht durch artfremde Bestände von Belang unterbrochen werden, aber zum überwiegenden Teil ist das nördliche Simsicht lückig. Die Tiefe schwankt von etwa einem Meter am Westrand des Gebietes bis etwa 40—50 cm im östlichen Teil. Der Anteil der Lücken nimmt aber mit der Wassertiefe nicht ab, eher wohl zu. Die Ausbreitung des Simsichts hat deutlich nachgelassen und schliesslich vollends haltgemacht, nachdem diese Teile durch den ständig anwachsenden Stromwall hinreichend effektiv dem Wirkungsbereich der Strömung entzogen wurden. Trotz der abnehmenden Wassertiefe sind diejenigen Teile, in denen der Simsenbestand zuvor aus diesem oder jenem Grunde — z.B. wegen der damals grösseren Wassertiefe — schwach geblieben war, nach wie vor nur von schwachen Beständen besiedelt. Noch auf 40—50 cm tiefem Wasser gibt es reichlich sogar recht ausgedehnte Flächen, die jeglicher Vegetation von Luftblattkräutern entbehren. *Nymphaea candida*, *Sagittaria sagittifolia* und *Potamogeton natans* sind an jenen Stellen die wichtigsten Vegetationsbildner, häufig sind daneben *Nuphar luteum*, *Polygonum amphibium*, *Myriophyllum spicatum* nebst *M. alterniflorum* sowie *Utricularia vulgaris* und *U. intermedia*. Auch Moose (*Drepanocladus fluitans*, *Calliergon giganteum*) sind allgemein zu finden. Als häufigen Akzessoren begegnet man in diesen Beständen *Butomus umbellatus*, *Cicuta virosa* und *Oenanthe aquatica*. Die Schutzbedürftigkeit von *Nymphaea* tritt auch hier deutlich zutage. Zwar begegnet man vereinzelt Exemplaren im ganzen nördlichen *Scirpus*-Gebiet, vorherrschende Stellung *Nuphar* gegenüber erlangt die Art aber erst auf Flächen, die nicht oder nur schwach von der Strömung beeinflusst sind. Im Westen geschieht dies erst im Schutze der Insel Busö, weiter östlich nähert sich die Grenze des Gebietes mit vorherrschender *Nymphaea* dem Stromwall und zuäusserst im Osten schliesslich, im Schutze der Insel Linderinkari, ist *Nymphaea* fast bis zum Strombett hinan vorherrschend.

Früher, als der Stromwall und das Simsicht noch nicht so wirksamen Schutz boten, trat hier *Nymphaea* weniger häufig auf. Nach HÄYRÉN (op.c., p. 108) wurden bei der eingangs erwähnten, von Linderinkari nordwestwärts ausgehenden Fahrrinne der Merikarviaer neben der Simse *Nuphar luteum* (sehr reichl.), *Potamogeton natans* (reichl.), *Sagittaria sagittifolia* (zieml. spärl.), *Polygonum amphibium* (spärl.) und *Nymphaea candida* (spärl.) angetroffen. Das Gebiet gehörte also damals in den Machtbereich der *Scirpus lacuster*- und *Nuphar luteum*-Bestände, und es entsprach das Auftreten von *Nymphaea* den Bedingungen in dieser Zone (vgl. S. 367).

Ein Teil der simsenfreien Flächen ist von Luftblattkräutern eingenommen. Wichtigste Art unter diesen ist *Typha angustifolia*, der man allgemein bald zusammen mit der Simse, bald wieder in reinen Beständen von selbst beträchtlicher Flächenausdehnung begegnet. Hinter dem von *Phragmites* besiedelten Stromwall stiess ich auf einen Rohrkolbenbestand, der auf etwa 50—60 cm tiefem Wasser, also im Optimalgebiet der Simse lag. Es handelt sich augenscheinlich um ein ehemals tieferes Wassergebiet hinter dem Stromwall, wo die Simsenbestände seinerzeit spärlich an Zahl blieben. Als aber das Wasser im Verlauf der Sedimentation seicht genug für ein vorzügliches Gedeihen der Simse geworden war, war inzwischen der Stromwall schon so stark angewachsen, dass das Gebiet durch seine Einwirkung bereits aus dem unmittelbaren Wirkungsbereich des strömenden Wassers ausgetreten war. Dadurch wurde die Ausbreitung der Simse abermals erschwert, und der Rohrkolben siedelte sich in einem grossen Teil des fast konkurrenzfreien Bodens an, ganz wie seinerzeit *T. latifolia* im südfinnischen See Nurmijärvi nach der i.J. 1923 durchgeführten Senkung dieses Sees¹. Eine ähnliche Lage hinter dem Stromwall haben auch alle anderen grösseren *T. angustifolia*-Bestände, denen ich im Bereich des Flussdeltas begegnet bin. Ihr Auftreten ist dabei nicht ausschliesslich auf die Nähe des Stromwalls beschränkt, sondern die Vorkommnisse verteilen sich weithin über das durch den Wall vom Fluss getrennte Gebiet. Eine nähere Untersuchung über das Auftreten der Art im Kokemäenjoki-Delta wäre notwendig.

Auch *Butomus umbellatus* bildet allgemein Bestände ähnlicher Beschaffenheit, als niedrige Pflanze ist aber die Bestimmung ihres Anteils schwierig gewesen. Um so leichter wahrnehmbar ist dagegen der Schilf, *Phragmites communis*, der in dem von *Scirpus* besiedelten Gebiet hinter dem Stromwall ebenfalls verhältnismässig häufig zu finden ist. Zwar ist der grösste Teil des Gebietes frei von ihm, aber wieder auf anderen, gleichfalls recht ausgedehnten Flächen findet man ihn reichlich. Anders wie auf dem Stromwall, dürfte der Schilf hier kaum in absehbarer Zeit gefährlich für die Simse werden. Er tritt hier nicht zu dichten Beständen zusammen und scheint sich ähnlich wie der Rohrkolben damit zu begnügen, vorwiegend nur die von der Simse freigelassenen Räume auszufüllen. Mit besonderer Vorliebe scheint er sich in aufgegebenen Kahnzufahrten zum Ufer einzufinden. Er tritt auf tieferem Wasser als auf den Stromwällen auf, bevorzugt aber auch hier geringere Wassertiefen als die Simse. Die immer stärkere Verseichterung des Gebietes

¹ AARIO, LEO: Vegetation und postglaziale Geschichte des Nurmijärvi-Sees. Ann. Bot. Vanamo 3. 1933.

bedeutet verbesserte Lebensmöglichkeiten für den Schilf, und es wird das im Ostteil des Gebietes befindliche Röhricht sich unzweifelhaft auf Kosten des Simsichts erweitern.

Der vorliegenden Zone ist trotz seiner physiognomisch abweichenden Beschaffenheit noch das östlich Linderinkari hinter dem Stromwall gelegene Gebiet zuzuzählen, das durch die erwähnte Insel und das anschliessende Röhricht von dem nördlichen ausgedehnten Simsicht getrennt wird. Trotzdem sich die Wassertiefe hier allgemein nur auf 40—60 cm beläuft, tritt die Simse lange nicht zusammenhängend auf, sondern es ist das Gebiet in dieser Hinsicht am nächsten mit dem am Westrand des grossen *Scirpus*-Gebietes hinter dem Stromwall liegenden Simsicht gleichstellbar, wo der Bestand wegen des zu tiefen Wassers (100—120 cm) noch verhältnismässig unzusammenhängend ist (S. 369). Auch hier gilt offensichtlich die Regel, dass die Grössenzunahme der *Scirpus*-Bestände nachlässt oder vollends aufhört, wenn das von ihnen besiedelte Gebiet vom strömenden Wasser getrennt wird. Der geringen Wassertiefe ungeachtet ist noch ein beträchtlicher Teil der Zwischenräume des Simsichts von *Nymphaea* und *Nuphar* eingenommen. Wegen der geschützten Lage des Standorts ist hier von den beiden Arten *Nymphaea* ausgesprochen vorherrschend; nur dort, wo sich der Stromwall noch nicht aus dem Wasser erhoben hat, ist in den der Stromfurche am nächsten gelegenen Beständen *Nuphar* alleinig vertreten oder jedenfalls vorherrschend.

Etwa die Hälfte von den Zwischenräumen steht im Besitz von *Butomus umbellatus*. Besonders bevorzugt scheint dabei der dem Stromwall am nächsten, aber doch hinter demselben gelegene Streifen zu sein; dort sind die Wasserlieschbestände am grössten und blühen auch am ausgiebigsten. Andere bestandsbildende Arten in den Zwischenräumen der Simsichte sind *Potamogeton natans*, *Equisetum fluviatile*, *Sagittaria sagittifolia* und (seltener) *Typha angustifolia*. Vereinzelte kleine Bestände werden gelegentlich auch von *Oenanthe aquatica* gebildet, die dazu in den meisten Simsichtzwischenräumen als akzessorische Art auftritt. *Calliargon giganteum* und *Drepanocladus fluitans* sind in der Nähe des Ufers häufig. Im Nordostteil des Gebietes kommt auf der Uferseite auch der Schilf reichlich vor, stellenweise selbst reichlicher als die Simse. Dagegen ist der Stromwall hier fast frei von *Phragmites*.

Die *Phragmites*-Zone

Den Machtbereich des Schilfs bilden die niedrigen Deltainseln. Die Art dringt zunächst auf die seicht gewordenen Stellen der Stromwälle vor, wo die Strömung nicht mehr allzusehr störend wirkt und der grobe Bodensand das

Gedeihen der Pflanze fördert. Je nachdem sich das Land hebt, besiedelt *Phragmites* immer grössere Teile des Walls und breitet sich sodann auch in den Bereich der feineren Deltasedimente aus.

Wie *Nymphaea*, ist auch *Phragmites* im Delta empfindlich gegen die Strömung. Die Art findet sich auf dem Stromwall erst dann ein, wenn das Wasser bereits so seicht geworden ist, dass der Boden bei niedrigem Wasserstand an die Wasseroberfläche herantritt. An solchen Stellen ist die Strömung auch bei verhältnismässig hohem Wasserstand so schwach, dass ein Umknicken der hohen Schilfhalme unter dem Druck des Stromes kaum zu befürchten ist. Selbst das Erscheinen eines kleinen *Phragmites*-Bestandes im Simsicht in der Nähe einer Stromfurche bedeutet, dass wenigstens in einem Teil des Bestandes der Standboden fast im Niveau der Wasseroberfläche oder vollends über dem Wasser liegt. Wenn diese Voraussetzungen erfüllt sind, bemächtigt sich *Phragmites* alsbald in stattlichem Wuchs des Standorts. An zusagenden Stellen auf den Deltainseln wächst denn auch der Schilf ausnahmsweise hoch und dicht, während die Simse unter dem seichten Wasser bereits etwas leidet (S. 369). Nur ganz am Rande der Bestände findet man *Scirpus* dem Schilf beigemischt, tiefer innen in den Beständen fehlt die Simse völlig. Später dringt der Schilf hier und da an geschützten Stellen auch gegen das etwas tiefere Wasser vor, anderseits behält er seine Stellung im Verlauf der Landhebung selbst noch auf 20—30 cm über dem Wasser liegender Unterlage in unveränderter Höhen- und Dichteentwicklung bei. Abgesehen von den Lücken, die es in den Schilfbeständen der Deltainseln nur wenig gibt, kommen andere stattlichere Gewächse auf den vom Schilf eingenommen Flächen nur spärlich vor. Als gewöhnlichste hierhergehörige Arten sind zu nennen *Equisetum* und *Typha angustifolia* im seichten Wasser und die *Calamagrostis*-Arten auf trocknerer Unterlage. An den Landstandorten begegnet man jedoch zahlreichen niedrigen, schattenfesten Arten. Da die Wassertiefe bzw. die Höhe des Standorts gleichwie die Dichte des Bestandes variieren, bieten jene Röhrichte auch überhaupt einer mannigfachen Schar von Begleitarten Möglichkeit sich anzusiedeln. Man begegnet in ihnen — freilich meist in kleinen Mengen — fast sämtlichen häufigsten Wasserpflanzen des Landes, den grössten Teil unserer häufigsten Uferbewohner und dazu noch einer Menge von Vertretern der Wiesenvegetation — ja sogar vereinzelt Weidensträucher, Erlen und eine Eberesche wurden angetroffen. Da die Wasserstandorte des Schilfs auf den Stromwällen fast überall wenigstens zu irgendeiner Zeit des Jahres von der Strömung berührt werden, kommen hier Freischwimmer im Vergleich zu mehreren ufernahen Beständen des Schilfs nur spärlich vor. Je einige Exemplare der Arten *Hydrocharis morsus-ranae*, *Lemna minor* und

L. polyrrhiza wurden jedoch angetroffen, desgleichen *Ricciocarpus natans* und *Riccia fluitans*.

Die Deltainseln sind also gegenwärtig schon beim Emporsteigen aus dem Wasser von einer dichten Vegetation bedeckt. Freien Standboden, an dem sich kleine einjährige Arten, wie etwa *Juncus bufonius* und *Gnaphalium uliginosum*, ansiedeln könnten, gibt es heute nicht, wie indessen wohl zu HÄYRÉNS Zeiten (vgl. op.c., p. 95, 106). Es ist schwierig mit Gewissheit zu entscheiden, worauf dieser Unterschied beruht. Uusisanta, worauf sich HÄYRÉNS diesbezügliche Schilderung bezieht, erhob sich i.J. 1901 aus dem Wasser und ist in der Enge von Kivini gelegen, wo sich alle Flussarme vor ihrem Austritt in die Mündungsbucht vereinigen und wo die Strömung demzufolge stark ist. Da sich nun die Sedimentation hier auf einen schmalen Streifen konzentriert hat, muss entsprechend auch ihre Geschwindigkeit gross gewesen sein. So mag es vielleicht zu verstehen sein, dass die Vegetation, deren Entwicklung durch die starke Strömung gestört wurde, nicht Zeit fand, den Sandriff vor dessen Emporsteigen aus dem Wasser zu besiedeln. Andererseits sind auf der gegenüber Kivini gelegenen Seite des Flusses die niedrigeren Teile des nördlichen Stromwalls eines Nebenarms heute gerade im Begriff, sich aus dem Wasser zu erheben. Vegetationsfreien Boden gibt es zwar auch hier nicht, die Pflanzendecke lässt aber auf jeden Fall einen ziemlich heterogenen Aufbau erkennen. Kleine Bestände von *Rumex hydrolapathum*, *Iris pseudacorus*, *Scirpus paluster*, *Glyceria fluitans*, *Typha latifolia*, *Acorus calamus*, *Sparganium ramosum*, *Naumburgia thyrsiflora* nebst anderen konkurrenzschwachen Arten bedecken den Hauptteil der Sandbank, und an den höheren, aus dem Wasser hervortretenden Stellen haben sich *Carex aquatilis*, stellenweise auch *C. rostrata* angesiedelt. Der Schilf fehlt völlig, auch gibt es nicht die der Flussmündung eigenen grossen zusammenhängenden Simsenbestände. Die Strömung ist hier am Rande des Nebenarms nicht besonders stark, und demgemäss ist auch die Sedimentationsgeschwindigkeit weniger gross. Warum hat nun der Schilf diese Sandbänke nicht in seinen Besitz genommen? Als eine Ursache mag wohl an die Beweidung, desgleichen an die Mahd gedacht werden können; ob sie aber zur erschöpfenden Erklärung der Erscheinung ausreicht, ist fraglich.

Das ausgedehnte Röhricht nord- und ostseits Linderinkari schliesst sich topographisch an die *Phragmites*-Zone an und kann neben den Schilfbeständen der Sandbänke gleichfalls der Vegetationssukzession der Deltaentwicklung untergeordnet werden. Von den Schilfbeständen der Sandbänke weichen sie jedoch in mehreren Beziehungen ab. Sie haben ihre Entwicklung nicht von der Stromfurche, sondern von der Uferseite aus begonnen. Sie sind in

stehendem Wasser in einem Gebiet entstanden, das durch die Stromwälle von der entlegenen Stromfurche getrennt wird. Hier ist die Mächtigkeit der Deltasedimente schon verhältnismässig gering und lässt die grössten Moränenblöcke allgemein durch die Sedimentendecke hervortreten. Die langen Wurzelstöcke des Schilfes erreichen also den groben Moränenboden unter den feinen Flussablagerungen. Die Wassertiefe an den Standorten des Schilfs beträgt meistens 40—60 cm; Stellen, wo der Boden bis an die Wasseroberfläche herantritt oder sich sogar über dieselbe erhebt, gibt es hier nicht. Im seichteren Wasser auf der Uferseite findet man Bestände anderer Arten, ursprünglich wohl zur Hauptsache solche des Schachtelhalms (vgl. HÄYRÉN op.c., p. 79 u.a.).

Wir haben es hier mit der Entwicklung eines vom Flusse allmählich abgeschnürten Deltaabschnitts zu tun, eine Entwicklung, die nichtsdestoweniger gleichfalls deutlich vom entsprechenden Entwicklungsgang der Seen abweicht. Dringt doch hier *Phragmites* beim Fortschreiten der Verlandung in den Bereich des auf tieferem Wasser gedeihenden Simsichts vor, was wiederum in unseren Seen nur selten, wenn überhaupt, eintritt. Von den anderen Arten vertreten *Typha angustifolia* und *Butomus umbellatus* als Begleiter des Schilfs gleichfalls einen Deltacharakter. Beide bilden hier im Bereich des Röhrichts kleinere und grössere selbständige Bestände oder auch Mischbestände mit dem Schilf. Erstere tritt häufig auch als ziemlich reichliche akzessorische Art im Röhricht auf. Beide Arten sind reichlich auch im benachbarten Simsicht zu finden, und so dürften sie sich im Röhricht im Grunde genommen aus der Zeit herleiten, als die Stelle noch von der Simse eingenommen war — es ist dem Rohrkolben nur besser als der schliesslich zum Weichen gezwungenen Simse gelungen, sich an die veränderten Verhältnisse des *Phragmites*-Bestandes anzupassen.

Von anderen Pflanzen erwähne ich nur *Hydrocharis morsus-ranae* und *Ricciocarpus natans*, weil sie an sämtlichen untersuchten Stellen in den Röhrichten des Nordufers als Begleitarten aufgetreten sind und hier durch ihre Häufigkeit die Schwäche der Strömung indizieren. Sie erlangen meistens nicht hohe Individuenzahlen, es gibt jedoch Stellen, wo das erwähnte Lebermoos fast zusammenhängend die Wasseroberfläche bedeckt.

Seggenbestände und Wiesen

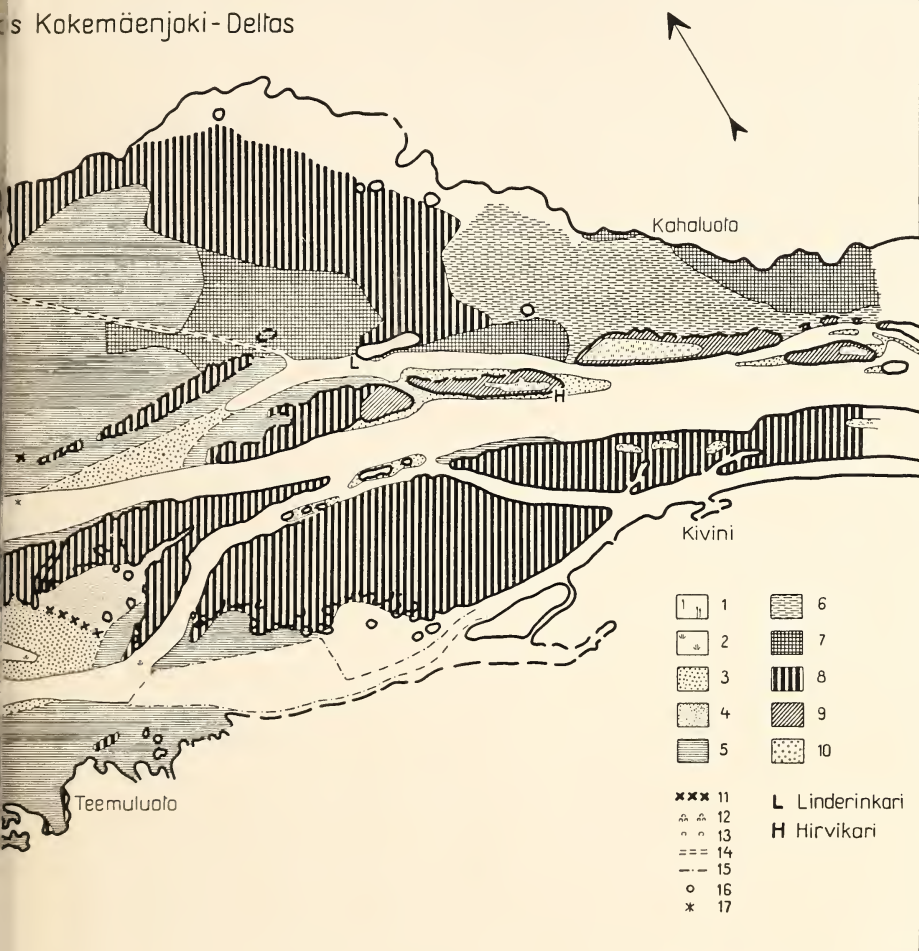
Auf der Insel Hirvikarinluoto und den dem Nordufer nahen Deltainseln flussaufwärts fehlt der Schilf. Ganz am Wasserrand findet man da *Carex rostrata*-Bestände, etwas weiter oben auf ausgedehnterer Fläche *C. aquatilis*-Bestände und an den höchstgelegenen Punkten Wiesensiedlungen mit *De-*



Abb. 3. Die Vegetationsgebiete des Deltas. 1. Vereinzelte Simsensprosse und kleine Sprossgruppen, 2. getrennte Simsichte, 3. *Nuphar*-Flächen mit getrennten Simsichten, 4. *Nymphaea*-Fläche mit getrennten Simsichten, 5. zusammenhängende Simsichte, 6. *Scirpus*-, *Butomus*- und *Nymphaea*-Bestände, 7. *Scirpus*- und *Phragmites*-Bestände, 8. Röhrichte, 9. *Carex rostrata*- und *C. aquatilis*-

schampsia caespitosa (vgl. HÄYRÉN op.c., p. 93). Das Fehlen des Schilfs auf diesen Inseln dürfte wohl wenigstens zum Teil auf die Beweidung zurückzuführen sein. Wenigstens auf der Hirvikarinluoto nächstgelegenen Deltainsel stromabwärts zehrt die Beweidung gegenwärtig am Röhricht, das zur Hauptsache durch die sich an den bargefressenen Stellen einfindende *Carex*

s Kokemäenjoki-Deltas



Bestände, 10. *Deschampsia*-Wiesen, 11. Grenze der *Nymphaea*-Bestände, 12. Gebüsch, 13. vereinzelte Bäume, 14. Fahrrinne der Merikarviaer, 15. Schwemm-
kette, 16. Schornstein der Faserplattenfabrik von Pihlava, 17. Leiteuchte des
Fahrwassers.

rostrata ersetzt wird. Wie oben bereits erwähnt wurde, erheben sich in dieser Gegend die letzten kleinen Abschnitte des Stromwalls ohne *Phragmites* aus dem Wasser, eine Erscheinung, für die ich keine befriedigende Erklärung gefunden habe. Es wäre denkbar, dass das Fehlen des Schilfs die Verhältniss zu jener Zeit widerspiegeln, als diese Inseln eben im Entstehen begriffen waren.

Dies kann aber nicht der Fall sein, denn die auf der gegenüberliegenden Seite, bei Kivini, gelegenen Deltainseln, die sich gemäss HÄYRÉN im Anfang dieses Jahrhunderts fast nackt aus dem Wasser erhoben, besitzen jetzt ein kräftiges Röhricht, das folglich erst in der nachfolgenden Zeit entstanden ist.

Die Zusammensetzung der *Carex*- und *Deschampsia*-Siedlungen hat sich infolge der Beweidung so durchgreifend verändert (es sind hier selbst ausgesprochene Ruderalpflanzen zu finden!), dass ihre Beschreibung nicht der Mühe wert ist. Die *Deschampsia*-Wiesen dürften auch schon als solche als ein Kulturprodukt betrachtet werden können (HÄYRÉN op.c., p. 95).

La lucha por la vida en bosques Argentinos

Gen. Dir. Ing.-Agr. LUCAS A. TORTORELLI

Buenos Aires

La soledad, esa dulce soledad, esa tranquilidad del bosque, que tantos motivos de inspiración ha dado a músicos y poetas, nosotros, los forestales, sabemos que no es tal; no existe tal tranquilidad, ni tampoco existe esa soledad ya que se trata de una vasta sociedad o agrupación de seres vivientes, animales y vegetales, en las que domina el árbol y que viven ligados entre sí, bioecológicamente, unas veces por relaciones de avasalladora competencia sin protección de nadie, imponiéndose tan solo el más fuerte, el mejor dotado y otras en cambio, ligados por relaciones de efectiva dependencia, derivadas de la vida en común. Y es esta vida en común la que determina, precisamente, modificaciones en las formas y desarrollos típicamente específicos de los individuos que las constituyen, para quedar al fin, la vida de cada uno, subordinada a la vida de la sociedad de que forman parte.

Desde luego que tratándose de masas boscosas, le corresponde fisiológicamente una sola forma biológica, la arbórea; pero por su composición florística el bosque puede estar constituido por una o por varias asociaciones vegetales. Equivale decir entonces que a pesar de tener unidad de vida pueden presentar en su constitución especies distintas, distintos estados, clases de edad y hasta condiciones de crecimiento distintas.

En la vida de los árboles, como en la de los hombres, pueden distinguirse así tres estados o períodos, de duración variable según la especie leñosa y las condiciones del medio; el *j u v e n i l* en el cual la planta crece preferentemente en altura y alargado su fuste conserva la corteza lisa, tiene brotes, robustos y sanos; el período de la *v i r i l i d a d*, en el cual se atenúa el crecimiento en altura, aumenta en cambio el crecimiento en diámetro, la corteza se torna rugosa, se hiende siendo el período que proporciona las mejores semillas; y por fin el período de la *v e j e z* que siendo de *m a d u r e z* fí-

sica en sus comienzos, es de decrepitud hacia el fin, en que se detiene el desarrollo de la cima y de las ramas superiores, incapaces de cumplir más que el trabajo fisiológico.

A estas tres etapas corresponden distintas clases de edad denominadas repoblado natural a la tierna plantita que de semilla recién germinada se abre paso a la vida, como si fuera un niño recién nacido, y luego sucesivamente las clases de edad posteriores son el monte bravo, el vardascal, el latizal, constituyentes todos del estado juvenil; el fustar joven y medio fustar correspondiente a la virilidad forestal o madurez y por fin el último que es el viejo fustar, sobre-maduro y decrepito.

Esa es entonces la sociedad bosque o masa forestal que trataremos y que es en cierto modo muy semejante a la sociedad humana con sus párvulos, niños jóvenes, hombres maduros, abuelos y bisabuelos; y hasta en aquella sociedad como en ésta, los individuos del fustar decrepito o árboles decrepitos, por disminución acentuada de las defensas naturales, son generalmente más débiles y están en deficiente situación para luchar por la vida; son entonces campo más propicio al ataque de toda clase de enfermedades hasta que, demasiado viejos, mueren y caen, sin provecho para nadie, ni siquiera para el suelo, cuando éste no necesita tal aporte de materia orgánica.

En esa masa arbórea se van produciendo a lo largo de la vida constantes modificaciones florísticas o biológicas, es decir sucesiones que son consecuencia del mayor poder de ocupación, del mayor poder dinámico de unas en relación a otras, o también modificaciones, originadas por variaciones del clima y del suelo, producidas a lo largo del tiempo con acentuada lentitud, hasta llegar a un estado de culminación o de equilibrio que termina por constituir la masa climácica o climax con los individuos más fuertes o mejor dotados.

Esta es pues la sociedad vegetal climax, de máximo bioecológico u óptimo vegetativo, para llegar al cual los individuos debieron desarrollar una lucha brutal, de sucesión en sucesión siempre progresiva; lucha que se inicia ya en el mismo germen, en la semilla que da origen a toda esa compleja sociedad. De allí es que, teniendo en cuenta que de padres sanos y fuertes, se obtienen hijos de iguales características, también de árboles semilleros seleccionados entre los ejemplares aislados, de tronco derecho aún cuando bajos, de copa amplia y en período de máxima virilidad, habrán de generarse también árboles fuertes, sanos y vigorosos; y sobre todo para tener una masa arbórea capaz de brindar excelentes rendimientos económicos, es preciso que las semillas no procedan de árboles muy jóvenes ni muy viejos, ya que siempre

en estas etapas extremas las semillas son vanas o estériles en muy alto grado o, en el mejor de los casos, son semillas débiles, con energía germinativa muy baja y lenta, que proporcionarán luego plantas mal dotadas para la lucha árdua en que luego habrán de verse envueltas.

En Silvicultura hasta tiene importancia la parte de la copa de la que se extraen las semillas, siendo desde luego la parte expuesta al sol de la mañana, la que brindará los ejemplares más fuertes y más capaces de luchar y vencer.

He dicho lucha brutal y árdua y vaya para demostrarlo un primer ejemplo. Recuentos efectuados por nosotros en los hermosos lengales (bosques de «lenga», *Nothofagus pumilio*), de la margen norte del Lago Fagnano, en Tierra del Fuego 54° latitud sud nos demostraron la existencia de 10.000.000 de plantitas o brinzales por hectáreas de esta especie, que crecían bajo la protección y cobertura del estrato arbóreo superior constituido por los 1.000 ejemplares que les habrían dado origen. Eran una decena de millón de brinzales que provenían, seguramente, de 15.000.000 de semillas caídas naturalmente al suelo, donde formaban en ese verano de nuestro estudio, un verdadero tapíz verde en el cual pronto se iniciaba entre ellos, la lucha por los alimentos, por el agua, por el sol; en una palabra, la lucha por la ocupación definitiva del lugar. Y esa lucha era de tal magnitud que, tan solo llegaban al estado de fustar maduro o bosque desarrollado, en la etapa final de su posible aprovechamiento luego de 90 años de lucha tan solo los 1.000 árboles por hectárea citados, que tenían un diámetro medio de 50 cm y 35 m de altura. Equivale decir que en la lucha fueron vencidos a lo largo de ese tiempo, 90 años, 9.999.000 ejemplares. Primera demostración evidente de que no exageraba al calificar a esta lucha vegetal tan duramente como lo hice frente a tan extraordinaria y aguda selección.

Y ya que estamos en Tierra del Fuego digamos que se trata del extremo sur de los Bosques Subantárticos o bosques de montaña, de clima frío y húmedo, muy favorable a la vegetación forestal, donde los inconvenientes mayores lo constituyen el viento que suele soplar con violencia inusitada y, en el suelo, el llamado mazacote o estrato moreno arcilloso impenetrable por las raíces arbóreas de «lenga»; en el camino que va de Ushuaia al Lago Fagnano existen hermosas masas puras de «lenga» de hasta 4.000 árboles de 35 cm a 50 cm de diámetro que crecen en suelo cuya profundidad es tan solo de 70 cm, hallándose a partir de entonces el estrato arcilloso que las raíces no pueden penetrar. Sin embargo aquellos árboles en, un ambiente húmedo y un suelo bastante rico, para poder sobrevivir y mantenerse enhiestos en suelo tan superficial en relación a la altura de aquellos árboles,

desarrollan todo un sistema radicular superficial de modo tal, que las raíces se entrecruzan, superponene, se anastomasan y se unen unas con otras para formar un basamento sólido y capaz de mantener a árboles tan altos; y hasta cuando los árboles menos dotados mueren, sus raíces continúan viviendo y absorbiendo alimentos en favor de los árboles que quedan vivos los que, de este modo, hallan de pronto su sistema radicular aumentado con la consiguiente ventaja para su fortaleza y condiciones de lograr más fácilmente el triunfo final.

Es en esas masas de «lenga» fueguina donde, paralelamente a la relación de competencia señalada, existen hermosos ejemplos de defensa mutua entre los individuos, como una demostración más de que, también en el bosque, «la unión hace la fuerza», y ese ejemplo se nota bien en los días de viento fuerte (el viento patagónico) en que los árboles, unidos en densas masas, presentan un frente arbóreo dispuesto de tal modo, que el viento choca contra ella y asciende; se forma así una verdadera barrera de defensa de los ejemplares que se hallan en el interior de la masa y los ejemplares de las primeras líneas que presentan caracteres especiales para enfrentar con éxito al viento ya que, por ejemplo, las copas adquieren casi todo su desarrollo tan solo del lado contrario a la dirección del viento y el tronco mismo se inclina también en igual dirección, formando con el suelo un ángulo que determina su elevación. Son los árboles llamados «bandera» que parecen quisieran huir del viento pero que, sin embargo, con su presencia aminoran notablemente los embates eólicos y logran se mantenga normalmente en el interior de la masa, el equilibrio bosque, suelo y clima más suave, como para permitir la vida de los árboles internos que no están preparados para resistir mayor violencia. Y tan es así que, con frecuencia, basta que se haga un claro en la masa, para que allí se arremoline con multiplicada violencia el viento y produzca verdaderos desastres, tal cual ocurrió en varias porciones del bosque, al abrirse la picada del camino de «herradura» que va de Ushuaia a la cabecera del Lago Fagnano, donde pueden verse millares de árboles caídos, con la consiguiente pérdida extraordinaria de madera, en superficies de distintas dimensiones.

Siguiendo en nuestro viaje de sur a norte por los hermosos y densos Bosques Subantárticos ubicados en la Patagonia andina, hemos de decir que están formados con predominio absoluto de las especies del género *Nothofagus* a saber: la «lenga» que tiene el área más amplia, el «ñire» *N. antarctica*, también de área muy amplia, el «coihué» *N. dombeyi* de superficie algo más restringida, el «guindo» *N. betuloides* en la parte sur, en Tierra del Fuego y por fin el «coyán» *N. obliqua* y «raulí» *N. nervosa* que son los *Nothofagus* de área más pequeña; aparte de este género de latifoliadas, existen varias

Coníferas entre las que se destacan el «pehuén» *Araucaria araucana* y el «lahuén», en ese orden, según existencia de madera. Y en todos los casos viven solas (en consociaciones), o acompañadas (en asociaciones), hemos observado interesantes ejemplos de lucha por la vida que creo oportuno mencionar.

De ellas la madera del «lahuén» es valiosa porque hemos descubierto que es una de las mejores del mundo para ser usada en la fabricación de instrumentos musicales debido a la extraordinaria rectitud de su grano y la notable regularidad de su crecimiento, lo que determina que la resonancia de sus elementos traqueidales se multiplique notablemente. Sin embargo esta especie de temperamento delicado, higrófila y medio hidrófila, se encuentra actualmente en evidente retroceso debido a que las condiciones del medio en que vive actualmente fueron cambiando a lo largo de los años. Existen aún en la zona del Lago Menéndez en el Parque Nacional Los Alerces en Chubut, ejemplares de más de 3 m de diámetro, que hemos determinado, por el recuento de los anillos anuales con el barreno de Pressler, como ejemplares decrepitos, pero aún en pie, que tienen más de 3.000 años; por lo que parece ser fué el «lahuén» una de las primeras especies arbóreas aparecidas en la Patagonia cuando se produjeron los procesos geomorfológicos que originaron aquellos lagos.

Estos árboles tan viejos tienen, sin embargo, su importancia en estudios dendrocronológicos, es decir, en el análisis de las variaciones climáticas a través del tiempo, proporcionadas por el exámen detenido de los anillos anuales del tronco. Resultan muy útiles para el establecimiento de la capacidad que deben tener los diques ya que las estadísticas meteorológicas oficiales de las precipitaciones, por ejemplo, apenas pasan el cincuentenio y, en cambio, en los anillos anuales quedan gravadas las precipitaciones de hasta 2.000 ó 3.000 años atrás, es decir abarcando numerosos ciclos climáticos.

Y bien, especie de tan extraordinaria longevidad, sus exigencias ecológicas no pueden ser hoy satisfechas debido a los cambios que, a lo largo de tantos siglos, se fueron produciendo no solo en el aumento de la temperatura del aire y la disminución de su humedad, sino también y sobre todo, por el aumento de la temperatura y la disminución de la humedad del suelo, factor determinante a su vez de la disminución acentuada de la microflora y microfauna tan necesaria para que se produzcan los procesos de descomposición constante de la materia orgánica del suelo que, transformada en humus por aquellos, constituyera el alimento que necesita el árbol para su desarrollo.

Como consecuencia de esta transformación de su estación el «lahuén» (que por eso hemos dicho es de temperamento delicado), ha perdido acentuadamente su antiguo poder dinámico y se encuentra hoy muy debilitado y en condiciones

de inferioridad para poder luchar con éxito por la ocupación del lugar, frente a otras especies que tienen en el ambiente transformado actual, mayor fortaleza y por ello mejores posibilidades para ir avanzando y llegar a sustituirlo completamente.

Tal es el caso del «ciprés» *Libocedrus chilensis*, otra Conífera argentina importante, cuyas características biológicas, en relación al «lahuén», son su temperamento robusto, mayor adaptación xerófila y mayor resistencia al viento y menor exigencia en cuanto al suelo, característica que lo señalan como una de las especies arbóreas más rústicas de nuestra Patagonia. Es por ello que marchando de este a oeste, luego de cruzar la inmensa estepa Patagónica de Gramíneas duras o el Monte Occidental de arbustos xerófilos bajos y achaparrados, con predominio de «jarillas» *Larreas*, es el «ciprés», la primera especie arbórea que aparece al arribarse a las primeras estribaciones cordilleranas; y hace su aparición allí, tímida y modestamente representado, primero por pequeños árboles esparcidos aquí y allá, entre la formación estépica y luego a medida que nos internamos en la parte francamente forestal de la Patagonia Andina, adquiere digno porte arbóreo y forma densas masas de fustar con abundante regeneración natural, como demostración evidente de fortaleza en su medio actual sumamente propicio y de la pujanza con que victorioso ocupa ahora el suelo.

Más al norte, siempre en los Bosques Subantárticos, ocupando un área restringida, enclavado en la cordillera, desde poco antes de los 38° hasta poco más allá de los 40° de latitud sur, se extiende el «pehuenal» asociación a la que da nombre precisamente el ámplio dominio del «pehuén» en el estrato arborescente superior. En su medio más favorable acompañan al «pehuén», en bosque denso, la «lenga» en el estrato arbóreo y, en el sotobosque, ralas y espaciadas matas de «ñire» o también de «caña coligüe» *Chusquea coleu* en las exposiciones al norte, que son más calientes. Es este el bosque climax, cuyo dosel techan las copas semiesféricas del «pehuén» y en parte la «lenga» que aprovechan así, totalmente los rayos solares y sumen en la penumbra más absoluta al «ñire» y al «coligüe» del sotobosque; estos así dominados, parecen conformarse a desempeñar pacientemente el papel que les tocó en esta vida . . .

Desde el punto de vista económico esta asociación «pehuenal» tiene también extraordinario valor ya que, de acuerdo a los estudios forestales que nosotros realizamos sobre una superficie de — 11.500 hectáreas, en el mejor bosque denso de «pehuén», hallamos una existencia total aproximada de 2.500.000 m³ de madera, capaces de proporcionar una elevada renta anual, de madera industrializada. Renta que sería desde luego anual y a perpetuidad, por que

se alcanzaría mediante el aprovechamiento racional de la masa, es decir, haciendo extracciones de modo tal que se logre, al par que la provisión de materia prima regularmente a las industrias, no rompiendo el estado de marcado dominio del «pehuén» manteniendo intacta su fortaleza y segura su perpetuidad.

Se trata además de la zona que, en mi opinión, es la más hermosa de los bosques de la Patagonia Andina por el alto valor ornamental del «pehuén», con su forma típica frente a la inmensidad de los Andes, al azul mediterráneo de los lagos y al clima mucho más suave y seco que en el Parque Nacional Nahuel Huapi.

Y en este estado final natural de entera armonía, en un medio ya estable permanente y hasta económicamente tan importante se mantendría el bosque climax del «pehuén», si no fuera porque va el hombre y con su acción brutalmente negativa, destruye esa estabilidad de máximo bioeconómico, mediante la acción repetida del fuego que determina incendios de extraordinaria magnitud.

Bastaría en este aspecto dar tan solo un ejemplo para que se note y justifique la razón de mi duro calificativo anterior; es el que ocurriera en Febrero de 1942, cuando el fuego iniciado por pobladores fronterizos en la cercanías de Chile, Paso de Nellocahuí se transformó en el voráz incendio que destruyera en acelerada marcha destructora 4.000 hectáreas del mejor bosque de «pehuén», en tan solo 7 días, a favor de la sequía estival acentuada de ese año y la fuerza multiplicada del viento seco por pérdida de toda su humedad del lado chileno.

Un mes después del incendio volví al lugar y me encontré con que lo que había sido rico, denso y hermoso bosque de «pehuén» y «lenga», estaba total y definitivamente destruido, porque tan sólo quedaban muy pocos árboles vivos, chamuscados por el paso del fuego y la casi totalidad muerto en pie o caídos, en un verdadero cementerio forestal, en el que no quedaba con vida casi nada sobre la superficie del suelo; éste en cambio, estaba cubierto por espesa capa de ceniza de más de 10 cm. Era, dije, un mes después del incendio y pude percatarme en tan breve lapso, que la resignación del «ñire» y del «coligüe», las especies hasta entonces dominadas del sotobosque, había sido más aparente que real puesto que, capaces de regenerarse por yemas radicales, subterráneas y por lo tanto preservadas de la destructora marcha del fuego, comenzaban ya, al mes, a lanzar fuertes brotes de origen agámico, los que ya emergían vigorosamente entre la densa capa de ceniza; y hasta podía decirse que el fuego les había proporcionado mayores posibilidades para vencer en esa lucha por la vida, puesto que el mismo calor superficial, llegando atenuado a las capas subterráneas, había exitado el

despertar de las yemas activas e incluso de las yemas durmientes, provocando una verdadera ocupación total del suelo, sin posibilidades de lugar para ninguna otra planta y transformando, por acción antrópica negativa, lo que antes había sido rico y denso «pehuenal», en matorral improductivo de «ñire» «nirantal» por un lado y por otro de «coligüe» («coligual») que, sabiendo esperar pacientemente, vencieron.

La destrucción del bosque por acción de incendios repetidos, trae aparejados perjuicios más graves aún; como consecuencia de ser afectados por las altas temperaturas incluso los horizontes profundos, mueren las yemas radicales y también la microflora y microfauna del suelo tan necesaria para la vida de las plantas; éste se torna casi estéril y reacio al árbol por más rústico que sea. Y así alterado el medio edáfico se presenta en cambio muy favorable para la instalación y desarrollo de matas de gramíneas xerófilas de la estepa Patagónica vecina que, muy frugales, rápidamente invaden el parque muy ralo, por los pocos árboles que a la larga consiguieron sobrevivir al fuego pero que, una vez cumplido su ciclo evolutivo caen para dejar paso a la instalación de la estepa climática definitiva, merced a las armas que el hombre le proporcionó en la lucha por la vida.

Y el deseo de vivir del «pehuén» es tan grande que en las proximidades del Cañadón de Remeco y también en la zona denominada Primeros Pinos en Neuquén, se observan estos árboles viviendo sobre la roca desnuda; y las grandes raíces rastreras o someras del «pehuen», se apoderan pronto de todos los intersticios y fisuras donde logran la humedad necesaria para vivir y al aumentar el diámetro van desintegrando la misma roca. Son árboles que dan la sensación de estar solidamente o mejor dicho clavados en las rocas, de crecimiento bastante lento y notable longevidad.

La «lenga», de la que nos hemos ocupado en otro aspecto al hablar de Tierra del Fuego, sin ser el árbol de primera magnitud y porte esbelto y recto que adquiere en nuestro territorio más austral, es también un árbol grande en Chubut, Río Negro y Neuquén; en las laderas del cerro Otto, a pocos metros sobre el nivel del lago Nahuel Huapí, para dar un ejemplo más concreto, hay «lengales» decrepitos de hasta un metro de diámetro y 500 años de edad, que son de todos modos árboles en toda la línea. Pero debido a su tendencia andinista o alpinista, esta especie sufre una notable metamorfosis a medida que asciende la montaña y de gran árbol se va transformando en insignificante arbusto, achaparrado y tortuoso y cada vez más pequeño en la alta montaña hasta no levantar más de 50 cm en ejemplares casi centenarios; llegando incluso a ser rastrera en el límite de vegetación altitudinal a los 2.200 metros sobre el nivel del mar. Y esto necesita hacerlo para poder

luchar contra el medio, cada vez más crudo a medida que se asciende en la montaña y desciende marcadamente la temperatura, aumenta la fuerza del viento, carga mucho la nieve y sobre todo se va enrareciendo el aire por una mayor ozonización. Por esas razones es que, siempre disminuye el número de géneros y especies arbóreas en la alta montaña y entre todas las de los Bosques Subantárticos, tan solo la «lenga», así disfigurada y tan solo reconocible por sus caracteres botánicos, puede triunfar, porque es la más fuerte de todas.

Un hermoso ejemplo de mutualismo como excelente demostración de «ayúdame que te ayudaré», puede observarse todavía en las masas de la parte andina de nuestra Patagonia, con la asociación raiz-micelio, llamada micoriza. Las raíces de los *Nothofagus* se presentan rodeadas y entretejidas entre sí por filamentos miceliares de ciertos hongos que son de fundamental importancia para la nutrición de aquellos árboles. Y ocurre que por simbiosis entre las hifas del hongo y las células radiculares del árbol, las primeras, (las hifas del hongo) toman del suelo las sales minerales y las sustancias nitrogenadas que ponen en condiciones de ser aprovechadas por el árbol, al paso que la raíz de este suministra al hongo los nitratos de carbono necesarios para la vida. Y es tan importante esta acción que se ha dicho con razón, que esa es una de las causas por las cuales no se pueden cultivar *Nothofagus* fuera de su área, ya que no podrían vivir los hongos ni funcionar la asociación micoriza.

Hermoso ejemplo este de colaboración permanente para hacer más llevadera la lucha por la vida el que hemos citado de las micorizas, que resalta aún más, frente a ejemplos notables de ingratitud, frecuentes también en el reino vegetal. Tal el caso de «ibapoy» «agarra-palo» «palo bochinche» o «maroma» *Ficus maroma* y *Ficus monkii* de las Selvas Tucumano-boliviana y Misionera, cuyas semillas llevadas por pájaros frugívoros, se instalan en las ramas de los árboles a los cuales desde ese momento sella su terrible fin. En efecto, pronto estas semillas germinan y desarrollan gracias a sus propias reservas y al alimento que les brinda el mismo polvo existente entre las ramas; y de este modo van desarrollando rápidamente sus raíces desde el lugar en que se ubicó, en la rama del árbol que le sirve de sostén comienza a, hacia el suelo; y cuando las raíces del «ibapoy» alcanzan el suelo, estar sometido a la alimentación del suelo y comienza a mostrar toda su perversa inclinación, pues el árbol que le sirvió de soporte, es progresivamente apretado con nuevas raíces que alcanzan constantemente el suelo y que al crecer en diámetro, forman verdaderas columnas alrededor del árbol que le brindó su soporte, hasta terminar por estrangularlo... bien cabe aquí aquello de «así paga el diablo».

Un ejemplo bien notable de esta acción se puede observar en el mismo Parque en las ruinas de San Ignacio, en Misiones, donde el «ibapoy» tiene aprisionado a un hermoso ejemplar de «timbó colorado» *Enterolobium contortisiliquum* de 60 cm de diámetro y 20 m de altura, cuyo fin no se halla muy lejano desde luego.

Y ya que hemos hablado de la Selva Misionera, detengámonos un poquito en ella con algunos ejemplos de la lucha por la vida entre los vegetales que, aquí se manifiesta con avasallador empuje por las características dominantes de su elevada temperatura, precipitaciones de más de 1.500 mm. anuales y por el suelo tan favorable para la vida del mayor número de especies arbóreas distintas y de grandes dimensiones.

Desde el punto de vista silvícola la Selva Misionera, es un alto fustar natural de espesura normal a excesiva con sotobosque muy denso y bastante cerrado.

En su interior se observa un ambiente verde en todas sus tonalidades, con elevado número de árboles de las más diversas especies, edades, estado sanitario y desarrollo.

Existen en ella, desde las tiernas plantitas del repoblado natural, hasta los árboles gigantes, maduros, sobre-maduros y decrepitos, vivos aún o muertos en pie con numerosas epifitas ubicadas en su copas y lianas trepando desde el suelo hasta las ramas más altas o uniendo a modo de cable, un árbol con otro. Y para hacerlo más complejo no faltan tampoco, los helechos arborescentes de gran valor ornamental que suelen pasar los 8 m de altura, dando también carácter bien típico a la formación de varias especies de Bambúseas.

Del aspecto quebrado al terreno una porción cerrana central, bañada por pequeños ríos y arroyos y cubierta por densa vegetación forestal denominada Sierra de Imán o de Misiones que se extiende del sudoeste al noreste, con alturas que suelen alcanzar los 840 m s/ el nivel del mar, en el pique de San Pedro.

Esta mayor altura hacia la parte noreste del territorio, determina modificaciones climáticas especialmente en lo que respecta al factor temperatura, que es en esta parte de la formación misionera, más fresca; y hasta se notan algunas veces, nevadas que suelen caer en años de inviernos muy rigurosos.

Los suelos típicos de la formación misionera son de constitución arcillo-arenoso y su coloración rojiza- pseudo laterítica — que contribuye a dar al paisaje una hermosura extraordinaria frente al verde follaje de su exuberante vegetación y la topografía bastante ondulada del terreno.

He dicho que la Selva Misionera es de extraordinaria riqueza en especies diferentes; y en efecto técnicos del Servicio Forestal han registrado

por hectárea, un total de 90 especies diferentes representadas a veces hasta con 15 árboles de fustar de la misma especie.

Entre las principales el «laurel negro» *Nectandra saligna* es la más abundante y luego el «laurel amarillo» *Nectandra lanceolata* «guatambú blanco» *Balfourodendron riedelianum*, «grapia» *Apuleia Leiocarpa*, el «anchico colorado» *Piptadenia rigida*, «cancharana», «cedro», etc.

Hacia el extremo noreste del territorio, la fisonomía cambia notablemente por la aparición, en el estrado arborescente superior, de una conífera, el «couri» «pino Paraná» (*Araucaria angustifolia*), que en el ángulo noreste, se presenta en grandes grupos, pasando a dominar plenamente la asociación que pierde entonces el aspecto bien selvático. Hacia el ángulo noroeste en cambio, una palmera, el «palmito» (*Euterpe edulis*) y una Apocinácea, el «palo rosa» (*Apidosperma polyneuron*) pasan a formar parte del alto fustar.

He expresado que en la Selva Misionera la materia orgánica se descompone fácilmente y ello ocurre por que con clima y suelo tan favorable, millones de seres microscópicos (animales y vegetales) viven descomponiendo o transformando constantemente la materia orgánica constituida por hojas muertas, árboles caídos, y todo otro resto vegetal.

Entre los representantes más conspicuos de la microfauna del suelo están los Protozoarios que, en número de 10.000 por gramo, enriquecen con su muerte el suelo y en lo que respecta a la microflora está representada por algas, que parece intervienen en la fijación del nitrógeno atmosférico y viven en simbiosis con las bacterias fijadoras del mismo y luego hongos que descomponen la materia orgánica. Tan solo de hongos existen término medio 30.000 a 90.000 fragmentos miceliares por gramo. — Y de tal modo se complica aún más, nuestra sociedad selvática que a todo ello se agrega aún la existencia de numerosos animales mayores, salvajes unas veces, domésticos otras y entre ambos, los animales cimarrones.

Lógico es pensar entonces que debiendo luchar contra tantos elementos en un medio tan heterogéneo, incluso los árboles triunfadores del estrado arborescente superior lleguen al climax con gran desgaste de energía y por esa razón, con un índice de longevidad muy inferior al de los bosques de la Patagonia andina que hemos tratado. Al respecto son comunes en la Selva Misionera árboles gigantes, de 40 m de altura, pero es murraro hallar los que pasen de 150 años; tan solo 1 siglo y medio frente a más de 5 siglos, que es edad común en los bosques del sud.

En la Selva Misionera no es tan solo la lucha entre las especies, respondan estas al mismo nombre o a nombres diferentes, sino que todavía los individuos deben pasar el filtro selectivo que impone con decisión el am-

biente tan propicio al mayor número de especies ya señalado; y ya que no es posible que el clima y el suelo se adapte a las plantas forestales, en una acción selectiva admirable, las especies forestales subtropicales se van acomodando magníficamente al medio y resultan triunfantes en la etapa climática final aquellas cuya organización anátomo-funcional les permite adaptarse mejor a esta situación.

En esa acción dinámica de evolución progresiva resultan entonces las especies más proderosas aquellas que poseen gran superficie foliar que les permite activar evaporación del exceso de agua o aquellas que primero llegan con sus copas al sol; y en pos de estos objetivos la abundante flora se lanza en desenfrenada carrera en la que al fin triunfa el «cedro» *Cedrela tubiflora* la «grapia», el «guatambú», la «cancharana» *Cabrlea oblongifoliola* y las demás especies ya citadas que son las que primero llegan al estrato arbóreo dominante.

Pero también en el bosque «no hay regla sin excepción» y a veces «las apariencias engañan»... El «quebracho colorado» *Schinopsis balansae*, por ejemplo es el árbol más extraordinario del Parque Chaqueño Oriental húmedo; extraordinario por su gran porte (llega al metro y medio de diámetro y 40 m de altura), y extraordinario porque es la especie arbórea de mayor importancia económica de la flora dendrológica argentina, que provee a casi todos los países del mundo del mejor material tánico para curtir suela. Y aparte de su vigoroso aspecto exterior, intrínsecamente está entre las especies que posee madera más dura, pesada y que mayor cantidad de extracto tánico produce en el mundo, ya que llega a proporcionar 35 % de extracto tánico en peso de rollizo, siendo muy frecuentes los rollizos de 3 000 kg que proporcionan entonces algo más de 1 000 kg de extracto tánico.

Y bien ese árbol que tantos records detenta y algunos de ellos mundiales, es sin embargo de temperamento delicado, incapaz de soportar la competencia de otras especies, por débiles que estas sean; rehuye generalmente la lucha que pueda establecerse por la ocupación de un lugar; es, en resumen, un árbol cobarde. Y a tal punto llega esta situación que en los mejores suelos del Parque Chaqueño (suelos altos, areno-arcillo-humíferos), el «quebracho colorado» se encuentra escasamente representado en la masa boscosa, que dominan otras especies arbóreas como el «guayabí» *Patagonula americana*, «lapacho» *Tecoma ipe*, «palo lanza» *Phyllostylon ramnoides*, «palo piedra» *Diplokeleba floribunda* y «coronillo» *Gleditchia amorphoides*.

En cambio en los peores suelos, en aquellos más bien bajos, que tienen una capa de arcilla casi superficial y por ello son anegadizos y, bien soleados, escasos en humus y sustancias nutritivas, en esos suelos pobres, es donde pueden observarse la mejor y más rápida germinación de sus semillas, que

no tardan en formar densos repoblados naturales con frecuencia hasta impenetrables y libres de la competencia de las otras especies que, por otra parte, no llegan siquiera a germinar en medio edáfico tan desfavorable.

Este conocimiento biológico que ahora tenemos del «quebracho colorado», es muy importante porque merced a él estamos hoy en condiciones de encarar con éxito su reforestación por plantación y hasta por siembra directa. Y dada también su importancia en la economía nacional y conociendo sus exigencias bioecológicas, tratamos ahora de satisfacerlas mediante métodos de aprovechamiento que favorezcan, en primer término, su generación natural y con ella su perpetuidad de la especie.

Ha de resaltar sin duda esta política de aprovechamiento racional de una especie que hasta hace apenas un decenio, estaba condenada a desaparecer, frente a la explotación devastadora de que era objeto y al desconocimiento de los métodos de su reforestación. Y no estará de más sin duda decir que es nuestro único producto forestal de exportación, principalmente a Inglaterra y EE.UU., por más de 200 millones de pesos moneda nacional anuales.

Caso interesante de lucha por la ocupación del lugar es el que ocurre también en el Parque Chaqueño Occidental, de características xerófilas (bastante seco). Hacia el oeste de esta región fitogeográfica existen los «vinalales» o densos matorrales arbustivos de una planta Leguminosa llamada «vinal» *Prosopis ruscifolia*, cuya altura es de 3 a 6 m y se caracterizan especialmente por tener copa abierta, con ramas bajas, tortuosas y provistas de espinas solitarias muy poderosas que alcanzan hasta 30 cm de largo por 1.50 m de diámetro.

En 1941 el «vinal» fué declarado «plaga nacional» porque, especie heliófila (o amiga del sol), de gran rusticidad y de carácter, en cierto modo invasor, ocupaba rápidamente pampas dedicadas a prácticas ganaderas rudimentarias. Se trataba de pampas otrora ocupadas por bosques, incluso de «quebracho colorado» que el hombre destruyó totalmente por medio del hacha y el fuego en pos de un fugáz objetivo ganadero pero que ahora, a medida que avanza el vinal, iban aceleradamente restringiéndose porque los animales que penetran al «vinal» sufren heridas profundas debido a las grandes espinas que posee la planta, heridas que incluso suele producirse el mismo personal encargado del cuidado del ganado. Y hasta ocurre un hecho sumamente interesante que revela el poder de ocupación y fortaleza actual del «vinal», en esta etapa de la sucesión hacia la reconstitución del bosque climácico desaparecido, en aquellos suelos de evidente aptitud natural forestal; y ese hecho es que son los mismos animales los que se encargan de difundir por

doquier las semillas en condiciones de fácil germinabilidad, ya que poseyendo éstas una epidermis muy dura, germinan con cierta dificultad sin tratamiento previo; y este tratamiento lo proporcionan los animales al ingerirlas y pasar por toda la longitud del aparato digestivo donde sufren procesos de ablandamiento y son expedidas en excelentes condiciones como para transformarse rápidamente en vigorosas plantitas. Merced a los animales se difunde el vinal en superficies otrora ocupadas naturalmente por bosques destruidos por el hombre precisamente para hacer ganadería . . . si hasta parece que todo encuadrara en la venganza misma del bosque . . .

Así podríamos seguir brindando ejemplos de nuestras observaciones sobre la lucha constante que se establece entre las distintas especies en nuestros bosques, pero para no extenderme más al respecto deseo antes de terminar esta exposición, dar un ejemplo más pero esta vez habrá de ser para reivindicar al hombre y señalarlo en esta oportunidad por su acción de progresión forestal. Y nada mejor para ello que ocuparse brevemente de las interesantes experiencias que estamos realizando en la Estación Forestal del Servicio Forestal Oficial en el Paraná Miní. Allí estamos encarando la sustitución del pajonal improductivo de Gramíneas, Ciperáceas y Juncáceas, semi sumergidas en el agua, por formaciones forestales de gran valor económico de «eucaliptus» en terreno con sistematización muy rudimentaria y económica. Se trata de una acción de debilitamiento del pajonal de 1.50 m de altura que es hidrófilo y heliófilo pues necesita para vivir mucha luz solar. Y bien su debilitamiento lo logramos mediante la plantación de eucaliptus de 50 cm de altura en el interior del pajonal los que a los 10 meses ya pasaban en altura al pajonal y al proyectarle sombra, entraron a dominarlo hasta abatirlo totalmente y sumirlo en la más profunda sombra. Plantaciones de este tipo de eucaliptus hechas directamente en el pajonal tienen hoy después de cinco años, 15 cm de diámetro medio y 8 m de altura . . . y esta acción al igual que las grandes superficies que se están plantando con sauces (*Salix* spp), álamos (*Populus* spp), pinos (*Pinus caribaea*, *P. taeda*, *P. radiata*, etc.), en el millón de hectáreas de aptitud forestal del Delta del río Paraná, a poco más de 50 km de distancia de la Capital Federal y en otras regiones argentinas, son obra de progreso del hombre que ojalá sean emuladas y estimuladas, para beneficio seguro de nuestro país que, además de agrícola y ganadero, no está lejano el día que será también forestal.

On Glaciofluvial Erosion and Accumulation in the Tankavaara Area, Finnish Lapland

BY

K. VIRKKALA

The Geological Survey of Finland began in 1950 systematic geological investigations of the occurrence of gold in Finnish Lapland. The mountain group of Tankavaara in the northern part of Sodankylä parish, about 10 km to the north of the Vuotso village, was selected as the first object of the investigations. Great attention was fixed from the very beginning upon the geological research of the area as a basis for practical investigations. As is known, the endeavors of mechanical gold washing from the Lappish river gravels about 30 years ago failed partly because they lacked sufficient knowledge of local circumstances and detailed scientific investigations (ESKOLA 1926, SAKSELA 1949, SAVOLAINEN 1950).

Placer gold in Lapland is situated mainly in river gravel. Knowledge of the occurrence of gold, the factors influencing on it, and the gold content, depend on local circumstances and the detailed knowledge of the origin of river gold. Above all the action of the glacial meltwater streams during the deglaciation is important to know. As the gold-bearing gravels were washed and accumulated mainly during this period, the knowledge of the glacial hydrography is a prerequisite to the successful gold prospecting in the area. The purpose of this paper is to give basis for glacial hydrography of the area during the deglaciation.

The investigations presented here are mainly limited to the neighborhood of Vuotso village. A detailed topographic map has been prepared (Fig. 1). Glacio-hydrographically, the most interesting part of this map is the mountain and hill group of Tankavaara, the area under study. Performing of detailed investigations without a map of this kind would have been impossible. The examining of air photos has also often been decisive from the point of view of glacial-hydrography.



Fig. 1. The area investigated, probable distribution of hard bedrock (grey areas) and weathered bedrock (white and ruled areas). Circle = observation locality of hard bedrock under superficial layers, cross = weathered bedrock, respectively. Equidistance 5 meters. Scale: about 1:50,000.

The area was surveyed in the years 1950—1953 under the leadership of Chief Geologist Dr. E. HYYPPÄ. Participating in the mapping of superficial deposits, was Mr. R. REPO, M. A., Mr. S. PENTTILÄ, M. A., and the writer.

Earlier investigations in the area have been rather limited. A more extensive paper by TANNER (1915) includes some observations also in the Tankavaara area. MIKKOLA (1932) has later dealt with the action of the melt-water streams in the neighboring areas.

Bedrock and Land Forms

Tankavaara, with the neighboring areas, belongs to the southwestern border zone of the granulite series of Lapland in which hornblende-bearing bands are abundant (MIKKOLA 1941). Quartz veins are also common in granulite, but quartz-feldspar porphyry veins, magnetite veins, hematite veins and pyrite veins are rare. Gold-bearing hematite-magnetite veins have been recently discovered in the Vuotso area.

The area investigated, with its surroundings, belongs to the region where the bedrock shows evidence of preglacial (or interglacial) weathering. The thickness of this weathered bedrock exceeds one hundred meters in places. It is thickest on the lee side of the latest southwesterly movement of the glacier. Hard bedrock, on the other hand, is met with most often on the stoss sides of hills under a thin superficial mantle (Fig. 1).

Joints exist very commonly in many localities in granulite. Weathering may have entered along these deep in the bedrock. It is very common in the area, for example, that preglacial weathering is situated on the bottom of joints, although hard bedrock forms their walls.

The relief of the area is presented in Fig. 1. The absolute heights vary from 250 to 470 m above sea-level. Locally the heights vary in the Tankavaara group from 50 to 200 m. According to MIKKOLA (1932, p. 32) the Tankavaara group is to be understood as a small mountain massive which has been uplifted above the peneplain.

The land forms, in the main, are peaceful and gently undulating. This indicates the work of erosive agencies of long duration. Steep-sloped, narrow gullies and small canyons (in Finnish *kuru*), particularly in the northern and western slopes of Jorpulipää, form a distinct contrast to the levelled macrotopography of the area. These valleys, sometimes 20 m deep, indicate a youthful erosion stage. In the main parts, at least, they can not be of postglacial age. The size of a gully has no relation to the insignificant brook which often dries up during the summer flowing on the bottom of it. Therefore, they must

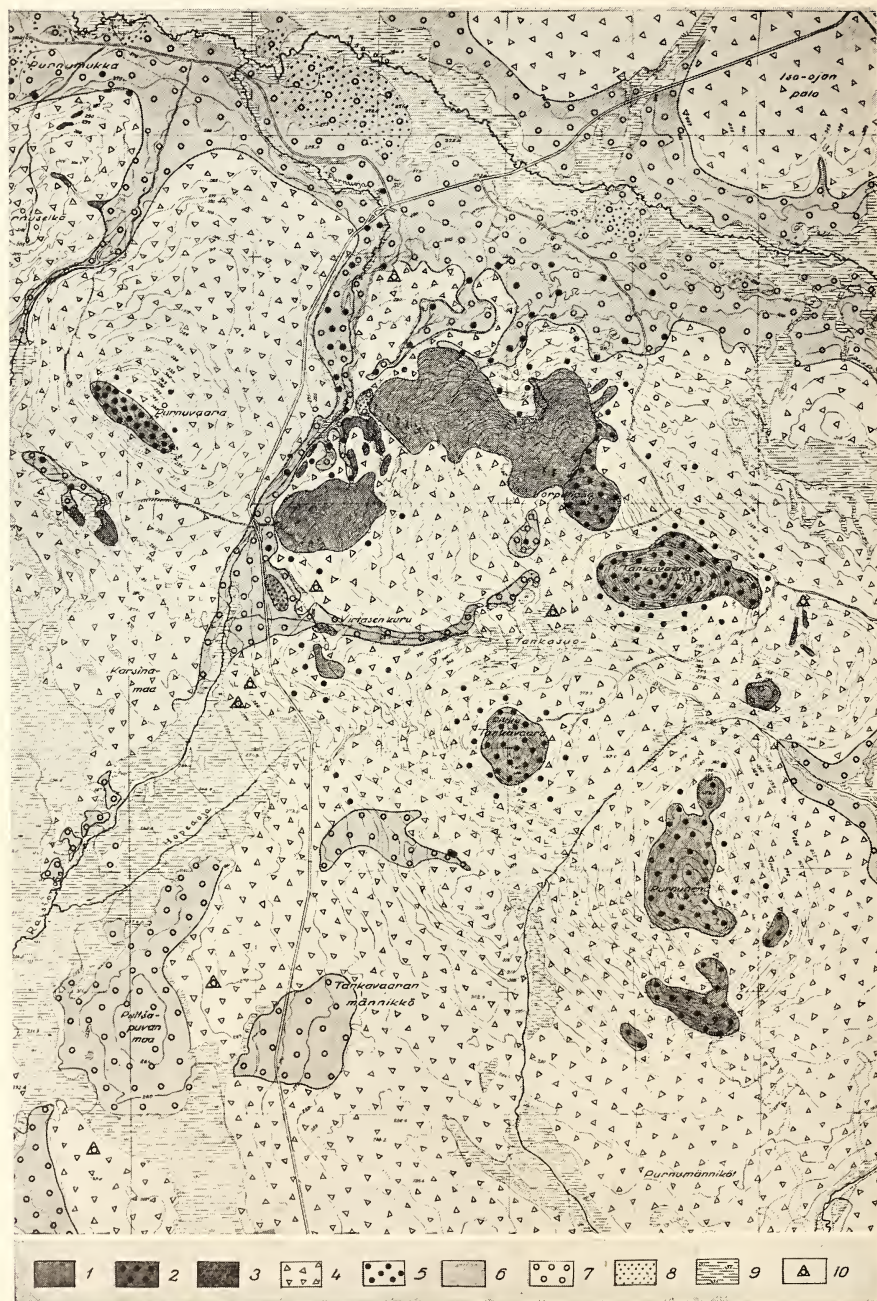


Fig. 2. Map of superficial deposits. 1. uncovered bedrock, 2. boulder field (»rakka»), 3. preglacially weathered bedrock, 4. till, 5. stones, 6. sorted drift, 7. gravel and sand, 8. fine sand, 9. peat, 10. sorted drift under till. Sc. 1:60,000.

originate from the melting period of the continental glacier, at which time the erosion of running water was exceptionally powerful. These meltwater gullies and channels dominate in many localities the microtopography of the area (RUDBERG 1949).

Superficial Deposits

The main features of the superficial deposits are represented in Fig. 2. »Boulder fields» (»rakka» in Finnish), characteristic in North Finland, are presented separately in the map. »Rakka» means layers of sharp-edged blocks and stones composed of local bedrock and this often consistently mantles the



Fig. 3. Stone polygons on the top of Jorpulipää.

ground. The origin of rakka may vary. It can be disintegrated bedrock like in the slopes of Tankavaara where broken parts of bedrock penetrate boulder fields, or it can originate from till enriched with stones partly by washing away of the finest particles in the surficial layers, partly by frost heaving of stones. An example of the former is the summit of Tankavaara. A layer of stonerich till occurs here about one meter thick, and the upper layer of it is evidently washed. An example of the latter is met with on the summits of Jorpulipää and Purnunnenä where more or less distinct stone polygons are found (Fig. 3).

Frost action has caused stone streams on slopes, as is the case at Tankavaara. Slow solifluction also has occurred on very slightly inclined slopes. Boulder fields have thus been able to creep on foreign bedrock. Thus it is



- Fig. 4. Deformed sorted drift under till near the valley of Tankajoki.

established, e.g. in NW parts of Tanka-aapa, that porphyry boulders have moved some tens of meters along $1/2$ — 1° slope in a southwesterly direction where they are met with on preglacially weathered hornblende-gneiss.

Solifluction, mentioned above, and frost phenomena are »fossil» in the area. This is indicated by the fact that trees grow vertically and stones are covered by lichens. These phenomena originate mainly from the late-glacial period when the surface of the earth was saturated with water and was not covered by vegetation.

Sandy till is the most common type in the area. Till in the areas of weathered bedrock, comprises so much clay that it becomes plastic. There is no sharp boundary between bedrock and till.

The boundary between till and sorted drift is in many cases indistinct, also. Glacial meltwaters have commonly washed the surface of till and carried away the finest grains. All possible intermediate stages exist then from well-sorted drift to till.

Sorted drift appears in different forms. Occurrences in river valleys and on the bottoms of meltwater channels are most important of these. Furthermore, sorted drift is met with in hills of different shape.

Sorted drift, overlain by till, may also be mentioned, although not visible on the map Fig. 2. An occurrence in the southwestern corner of the area is the most interesting among these. A more than one-meter thick layer of stratified sand dipping 60° — 70° to the northeast lies under sandy till over one meter thick (Fig. 4). Thin and partly deformed layers of sand and till continue below the sand. A disturbance of the layers indicates either a slight push of the ice or a quite local deformation during the melting of the ice.

Glaciofluvial Erosion

Washing

As mentioned before, washed till is found in the area even on the tops of highest peaks. This washing of surficial layers of till is very common everywhere in the area and can be caused only by glacial meltwaters.

One observation locality between Tankavaara and Jorpulipää, about 415 m above sea-level, may be taken as an example of washed till. The sequence of layers follows:

- 0—30 cm, washed till with many stones under 20 cm in size,
- 30—120 cm, sandy till with few stones,
- 120—180 cm, sandy till with many boulders,
- 180— cm, weathered granulite.

Washing has been very intensive on the northern and northwestern slopes of Jorpulipää. Bedrock is here exposed in extensive areas. The zone of strongest washing is situated here between the contour lines of about 330—400 meters. A zone of about 30 m in vertical height, with strongly washed till, follows below this. Washing changes gradually to accumulation below the contour line of about 300 m.

Meltwater Channels

During the washing of till meltwaters have flowed as a broad zone below or near the ice border. According to investigations at recent glaciers, meltwaters are collected, in channels which vary from time to time (f.i. AHLMANN 1935, v. ENGELN 1911). Meltwater follows the same laws as does water in general on the earth's surface, flowing in the direction of greatest inclination. The melting ice border, however prevents free flowing of water and often forces meltwaters to flow inconsequently (TARR 1909, VISSER 1928).



Fig. 5. Distribution of the meltwater channels in the area. 1. smaller lateral and sublateral channels, 2. main channels, 3. stream terraces. Scale 1:60,000.

Glacial meltwater channels are very common in the area investigated. They vary from the valley of Itkosenkuru, which is about 4–5 km long, 50–300 m broad, and 5–20 m deep, to the smallest gullies hardly visible without air photos and a few ten meters in length. The following types of meltwater channels can be distinguished in the area: greater, consequent, main channels; smaller, mainly inconsequent, lateral or sublateral channels; and



Fig. 6. Stream terraces on the eastern slope of Loijakkakuru.

unsymmetrical stream terraces in which ice has been the other wall (Fig. 5). Different types grade very closely into each other.

Main channels are particularly distinct and well-developed in the north-western, lower slopes of Jorpulipää where washing has also been very intensive (cp. before p. 399). The most western and greatest among these is the so-called Itkosenkuru (Fig. 1).

The upper half of the Itkosenkuru forms a distinct V-shaped valley. Its gradient is here rather steep, about 1:130, which may be greater than any other gradient of recent rapids of Finland at a corresponding distance. The valley is broader in its lower course and it is here partly eroded in the former fill.

The Itkosenkuru can not have been, however, entirely eroded by melt-waters. This is indicated by the fact that till is found in many localities on slopes of the upper and middle course of the valley. It is, accordingly, clearly preglacial in origin.

A great number of channels of different sizes lead from the western slopes of Jorpulipää in the upper part of the Itkosenkuru. This indicates that melt-waters were collected in the Itkosenkuru from a slightly more extensive area of the glacier. Stream terraces are situated in many localities in the middle course of the Itkosenkuru. According to this, an ice tongue has existed at Itkosenkuru during the melting period of the glacier.

The following main channel eastwards is Loijakkakuru which is smaller. In its upper part the Loijakkakuru is situated between steep bedrock bluffs

10—15 m high. Its gradient is here about 1:80. The gully becomes broader in the middle course and forms an extensive meander. In the lower course, the channel becomes narrower and is broken into a few smaller gullies. Sedimentation has taken place in the Loijakkakuru mainly in the lower course and the bed is cut in its earlier fill only for a short distance.

Several stream terraces are met with chiefly on the eastern slope of the Loijakkakuru (Fig. 6). According to these, the main alignment of the ice-border has been from NE to SW and the channel is thus partly formed by lateral meltwaters.

Numerous prospecting pits are dug in the bottom and slopes of Loijakkakuru. Weathered bedrock is found in these very near to the surface, at a depth of 0.5—1.5 m, although hard granulite should be exposed in the slopes of the channel. Coarse gravel is found in the lower course at least 3—4 m in thickness. Thin layers of till are met with in two pits. The channel has thus existed here partly already before the action of meltwaters.

The so called Lampunkuru is the third of the great main channels of Jor-pulipää. This channel begins at a distinct joint in bedrock, too, and continues in a straight line nearly one kilometer. Numerous tributary channels join the main channel and it has drained waters from rather extensive areas of glacier. A smaller area exists SE of Lampunkuru where very steep-sloped channels run hither and thither forming in small features, a very broken relief. The most powerful work of the meltwaters is concentrated at this point, and numerous sets of joints cut each other here. Conditions for intensive meltwater erosion have been exceptionally favorable.

Rather small lateral and sublateral channels are the second group of meltwater erosion forms. The distribution of these is presented in Fig. 5. Not all channels could be marked on the map. This is due to the fact that they often appear in small groups. Vertical distances between channels are only a few meters. According to the dominant opinion, the location of channels thus above one another indicates annual melting (f.i. FRÖDIN 1925, p. 155; MANNERFELT 1945, p. 17; TANNER 1915, p. 648), a circumstance doubted by MIKKOLA (1932, p. 48).

Gradient of the channels ranges greatly in the area. At its steepest it is about 1:10. Water has in this case flowed rather consequently and so below the ice border. The most gently sloping channels have a gradient about 1:50—1:60. As is shown by MANNERFELT (1945), the smallest gradients represent the most lateral channels in which water has flowed in the direction of the ice border and which thus indicate its gradient in the area.

The most lateral channels are met with in the area f.i. south of Purnu-



Fig. 7. Stream terrace (boulder row) on the top of Jorpulipää. On the foreground washed bedrock, behind bouldery till.

mukka village. Channels alternate here with stream terraces which indicate their lateral character. The gradient of the channels ranges here from 1:30 to 1:60 and their vertical difference is on the average about 2.5 m. These numbers may indicate the average gradient and the annual thinning of the ice margin of the continental ice in this area. They correspond well to most values indicated in literature for gradient of the ice border both in Fennoscandia and America (f.i. FRÖDIN 1915, p. 159 1:120; LOBECK 1939, p. 299 1:17—1:100; MANNERFELT 1945, p. 142 1:15—1:100; TANNER 1928, p. 16 1:25—1:50). Noticeably smaller values are indicated, also. LUNDQVIST (1935, p. 288) estimates the gradient 1:550 and WENNBERG (1949, p. 136) on the average 1:300.

Very distinct channels are met with south of Pikku Tankavaara in a rather extensive area. The channels are here partly lateral, partly sublateral. They are winding and branching and they end in general some tens of meters from the beginning of new channels. The channels are connected here and there by small and nearly consequent cross channels. Small and narrow esker-like ridges of till exist as erosion remnants between them. The channels are broader on the lower slopes and their horizontal distances are there greater.

Stream terraces form the third group of erosion channels in the area. They are asymmetrical because ice has acted as the other side of the bed wall. As mentioned before they generally join two-sided channels, especially to the most lateral ones.

Stream terraces in the area are erosion forms lying highest, and can be situated about 400—410 m above sea level. They are either boulder rows between outcropping bedrock and till (Fig. 7), or stone cliffs with uncovered boulders in their lower part and with unwashed till below them (Fig. 6).

Meltwater beds in the area investigated are generally situated on all sides of the hills. Detailed observations indicate, however, that slopes inclining to the NE more often have meltwater channels. The general course of the meltwater channels shows that the ice border has here receded in a general southwesterly direction. Most of the channels have discharged to NE. Lateral channels on the west and east sides of hills are inclined to NE, also. Ice has, accordingly, been higher on the southern than on the northern side of a hill, at least in the beginning of the melting, a fact already ascertained by TANNER (1915, p. 568). Direction, location, and inclination of channels are, therefore, more determined by local topography, by general inclination of earth's surface, and by gradient of ice border, than by direct solar radiation.

Glacial Meltwater Accumulations

In the area studied, it is often difficult to determine which material is glaciofluvial accumulation and which is till washed by glacial meltwaters. Stone material of distinct glaciofluvial deposits is in general very angular, indicating short transport. Especially coarse material, stones and gravel commonly lack stratification typical of glaciofluvial deposits.

Glaciofluvial material appears most commonly as certain indistinct valley fillings along the rivers and brooks of the area. Such is the case with the Iso-oja brook in the N part of the area. The finest material is situated in the middle part of the flat valley of Iso-oja, partly covered by peat bogs. The grain-size of the material increases toward the slopes of the valley. The material is distinctly deposited by glacial meltwaters and most extensive sand plains exist in front of main channels (Figs. 2 and 6).

Glaciofluvial accumulations rise on the lower course of Iso-oja to the height of about 275 m above sea level. In the environment of Loijakkakuru they are 280—285 m, and more eastward about 290 m, respectively. These heights are regulated by an ice lake which found still lower discharge channels while the ice border receded gradually to SW. This ice lake has partly reached over the lowest thresholds of the water divide in the water course of the River Ivalojoiki and its tributaries Tolosjoki and Sotajoki. A distinct discharge channel is situated about 5—6 km north of Iso-oja about 265 m a.s.l. formerly carrying water to the upper course of the River Tolosjoki. An ex-

tensive peat bog, including the water divide between the Rivers Sotajoki and Tankajoki, a tributary to Kemijoki, exists about 3 km west from this and about 260 m a.s.l. One discharge channel crosses Vuomaselkä hill, about 7 km NE of Iso-oja, at a height of about 282 m and the height of the peat bog of the water divide is here about 280 m a.s.l. Erosion niveau of glacial meltwaters regulated by levels of ice lakes has so alternated continually.

Stagnant ice has remained in the Iso-oja ice lake. This is evidenced by an observation south of Purnumukka village. Erosion niveau of the lowest meltwater channels is here about 271—273 m a.s.l. where levelled, sand plains also begin to spread. New and slightly inconsequent beds begin, however, from the height of about 270 m a.s.l., leading meltwaters in the opposite direction (Fig. 5). This should not have been possible without the presence of gradually melting parts of stagnant ice remaining in the ice lake. Such a phenomenon is by no means of local character, but is relatively common in «superaquatic» regions of Finnish Lapland.

In the lower course of Iso-oja are glaciofluvial accumulations, rather level delta-like deposits, like the plain at the mouth of the Itkosenkuru main channel. Gently sloping, 1—2 m high hillocks and depressions appear in the environment of the mouth of Loijakkakuru, pointing to the existence of stagnant ice. Still more distinct glaciofluvial accumulations of stagnant ice exist farther eastward in front of Jorpulipää. TANNER (1915, pp. 226—230) has investigated this deposit in detail, calling it the «problematic complex accumulation of till» (gâtfulla komplexa moränakkumulationer). A military road has been built across this area after the excursion of TANNER. The examination of numerous gravel pits near the new road has lead to an interpretation which is rather different from the one suggested by TANNER.

The area in question joins closely to the strongly washed northern slopes of Jorpulipää. Meltwaters transported material which was washed here lower down to the valley covered still by stagnant and broken ice. Deposition occurred partly in ice crevasses and subglacially, and partly again superglacially. «Kame-and-kettle» topography thus remained after final melting of ice. The material higher up is coarser, often composed of uncovered and rounded stones and boulders. Sandy material dominates in the valley of Iso-oja. The material in the pits and cuts of the road is composed of small stones and coarse gravel.

Glaciofluvial material of the meltwater beds is indicated on the map Fig. 2 as long and narrow bands of sorted drift. A slight assortment and lack of stratification is typical of this material. Most of the stones are angular,

indicating a very short transport. Also provenance studies have shown the very limited occurrence of local dike rocks.

Most powerful washing appears as a rule in the upper courses of beds. Particularly in the greater meltwater streams, the former fills in the lower courses have been eroded during the emptying of ice dammed lakes which regulated the accumulation level. Erosion could thus have continued deeper, also, and strongly washed and coarse material can be found in localities where fine material, accumulated by latest slight currents of meltwaters, should dominate. Great variations are met with generally in the grain-size of sorted drift. Very coarse and fine material can appear in the same localities. This manifests the rapid variations which occurred in erosive power of meltwaters.

It is known from presentday glaciers that in the beginning of annual melting, meltwaters flow on the ice and along its border (TARR 1909, p. 103). Meltwaters had in spring rather great potential energy already at a distance of few hundred meters from the ice border, caused by rather great gradient of ice surface, on the average 1:50 in the area. Great variations in erosive power of meltwaters are caused by small superglacial and icemarginal lakes, too. Meltwaters rushed in late summer along crevasses in and under the ice (TARR 1909). They had then very great hydrostatic pressure, and their ability to erode underlying material and the surrounding ice was very intensive, too (HÖGBOM 1916). Subglacial lakes were dammed by collapsing ice, and these were soon discharged violently, searching for new beds. Enormous beds have been eroded in recent glaciers by forward breaking meltwaters during a period of a few hours (v. ENGELN 1914). In the Swedish fjelds glacial meltwaters have been ascertained to cut »during a very short time» a channel some tens of meters deep and about one kilometer long in hard bedrock which was broken by joints, and meltwaters have transported from here some millions of cubic meters of hard bedrock (MANNERFELT 1945, p. 53—60). As has been ascertained before (p. 402), the strongest marks of meltwater erosion are found where most joint systems are cut by others and where the best topographic conditions exist also for action of meltwater masses.

Violent variations in strength of glacial meltwaters are recorded very accurately in the material accumulated by them. Grains with greatest specific gravity are deposited first. The first sedimentation took place commonly on uneven and broken bedrock surface. The richest and coarsest gold often appears in this area, and elsewhere in Lappish river gravels, as bottom gold under sorted drift lying on the bedrock (f.i. SARLIN 1902, pp. 8—11). Other heavy minerals of bedrock, hematite, magnetite, garnet etc., appear together

with gold. Sedimentation of lighter rock material took place mainly after weakening in strength of the streams.

According to HYYPÄ (oral information) a broken glaciofluvial chain crosses the area in SW-NE direction (Fig. 2) and this may be mentioned as the third mode of appearance of glaciofluvial deposits. To this belong, among others, a separated extensive gravel mound north of Tankasuo and two short ridges in NE slope of Jorpulipää. The greater one of these is visible already in the topographic map. It is a ridge of about 200 m in length and 10—20 m in height. Its surface is composed of coarse and till-like drift, but deeper down the material changes into more distinct washed drift. A joint in bedrock is situated upwards on the slope, and this may have caused a crevasse in the thin ice border. Material was washed in this crevasse by meltwaters which could not sort it entirely. The coarsest boulders collapsed on the surface of the deposit when the ice melted away. These form nowadays a continuous boulder zone on the foot of the ridge.

Recession of the Continental Ice

Figs. 8 and 9 present some arbitrarily selected positions of the ice border in the area. Glacial-hydrographic observations form a basis for these. The detailed course of the ice border is drawn, on the contrary, purely mathematically, taking according to the foregoing (p. 404) 215° as an average the compass reading of ice recession and 1:50 as the gradient of ice surface on border zone (cp. before p. 402) and 1:100 as the gradient farther away. MANNERFELT (1945, pp. 40—44) has used approximately the same gradients in Swedish fjelds.

As the highest summit of Tankavaara was rising above the ice, a consistent ice border was still about 10 km to NE. Ice had lost its ability to move, however, in this border zone, but its movement have ceased already a little earlier, because it was obstructed by the summit of Tankavaara. The valley of Iso-oja was covered at that time by a stagnant ice cover about 200 m thick.

In the first position of ice border (Fig. 8) the greatest part of Iso-oja valley was covered by thin and broken ice where lateral and sublateral meltwaters flowed and eroded their channels. The present rock outcrops on the northern, upper slopes of Jorpulipää were exposed because here were collected meltwaters from slightly more extensive parts of glacier. Meltwaters found and eroded their way along bedrock joints and were concentrated in the upper slopes of Jorpulipää following the ice margin. Here they rushed

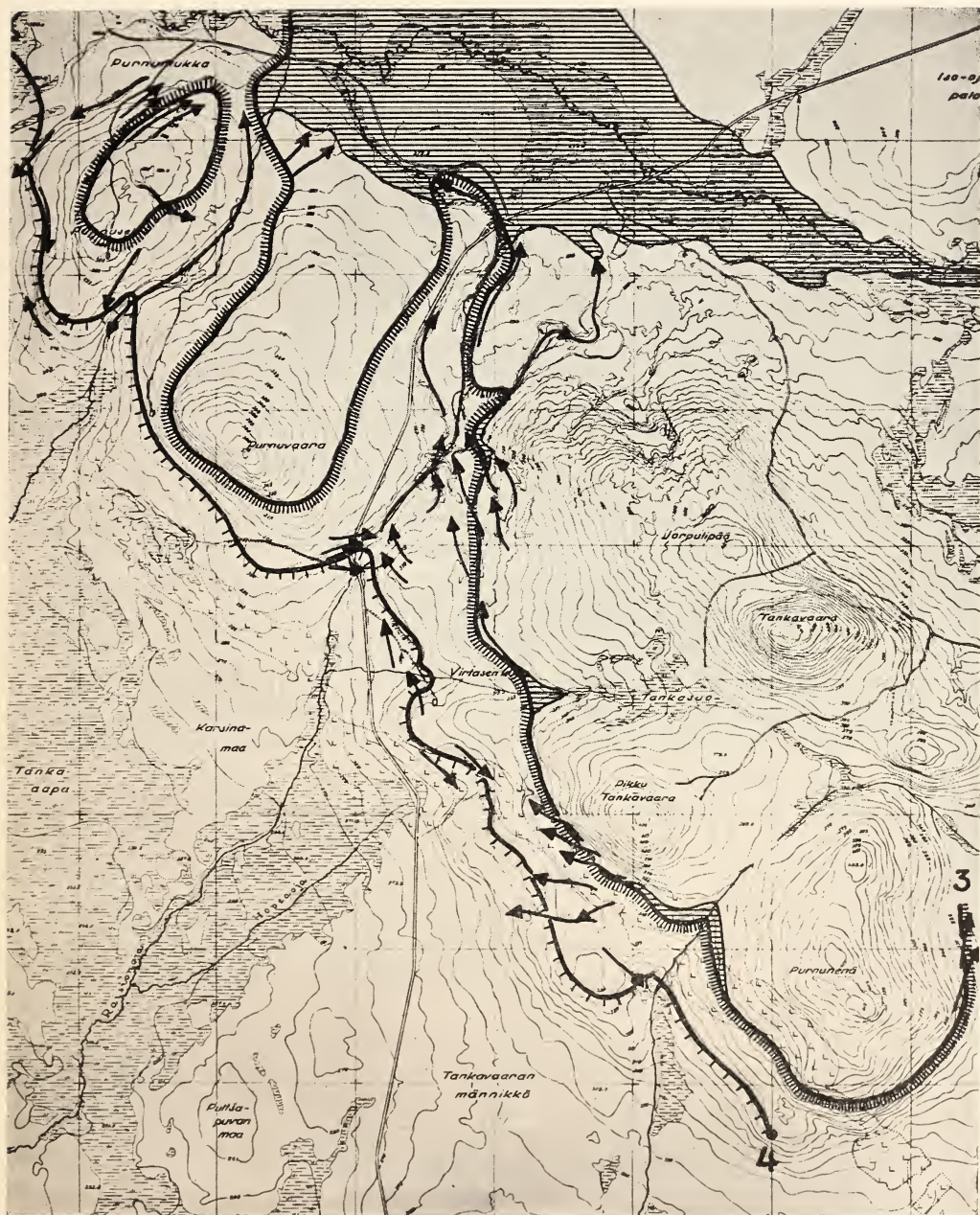


Fig. 9. Two later positions of ice border. Scale about 1:50,000.

with great force across points of joints in bedrock and eroded rapidly a combined terrain of bedrock joints and erosion channels causing a variable detail in relief. Meltwaters from here were converted partly eastward, following the ice border, partly northward, accumulating sediments on the N slopes of Jorpulipää.

A thin and narrow ice-tongue reached to the northern side of Jorpulipää in the following position of ice border (Fig. 8). Crevasses and the surface of ice were here filled with material washed down from the slope of Jorpulipää. As ice the melted entirely, a »kame-and-kettle» terrain described above (p. 405) was formed.

The ice, farther westwards in Iso-oja valley, was sufficiently thick and unbroken to prevent meltwaters from flowing here. An ice lake discharging northward, to Tolosjoki, was so dammed in Iso-oja valley to a height of about 290 m a.s.l.

At this time Loijakkakuru was being formed by subglacial meltwaters. Other combined joint and erosion channel terrain was likewise forming to the east of Itkosenkuru. Subaerial and subglacial meltwaters, rushing with great power in bedrock split by cracks and softened by preglacial weathering, eroded very rapidly even over 10 meters deep channels.

Very small nunatak lakes were formed in the valley between both Tankavaara fjelds. These partly subglacial lakes were shifted successively to still lower heights. Sediments deposited in these lakes were partly subglacial, too. A little later, when the ice melted, these sediments remained partly under till.

The third position of the ice border (Fig. 9) is only slightly younger than the former one. The main channel of Loijakkakuru was already formed in its main parts, and a long ice tongue lay in the place of Itkosenkuru where lateral and subglacial streams eroded both ice and bottom parts of channel. Small nunatak lakes were formed here and there. The small ice lake of Tankasuo had receded, in the so-called Virtasenkuru, where silty ice lake sediments were accumulated on certain places.

The ice lake of Iso-oja was widened but its level was discharged to a lower niveau and it drained to the north in the most southern forks of Rivers Sotajoki and Tolosjoki. Meltwater sediments were accumulated at the mouth of Loijakkakuru and a subaqueous delta was formed before Itkosenkuru.

All mountains and hills were already free of ice in the latest position of the ice border. Sublateral meltwater channels were formed along the entire ice front. Water flowing in these was chiefly sublateral, because the ice border began now to melt and to recede downhill.

Summary

Observations in the area investigated indicate that ice has been stagnant at least after the highest summits of the area had become free of ice. No evidence is found in the area indicating that ice should have become newly active after the beginning of deglaciation.

Submorainic sediments are often explained to mean a re-advance of the glacier in an area already free of ice (AUROLA 1949, GRANLUND 1943, LUNDQVIST 1943, THORSLUND 1939). In the Tankavaara area they are explained easier as subglacial sediments of a melting stagnant ice, like shown by FRÖDIN (1925), MANNERFELT (1945) and WENNERBERG (1949).

Channels of different size in the area are marks of meltwater erosion visible everywhere. The average gradient of the ice border is according to these 1:50. The mean amount of vertical thinning of the ice is about two meters a year, supposing that the channels indicate annual periodicity.

Glaciofluvial erosion is promoted by joint systems in the bedrock, by hydrostatic pressure in glacial streams, and by steep gradient of the surface of the ice border. The great channels are eroded surprising rapidly by meltwaters laterally, sublaterally and subglacially. They eroded at the same time also the glacier ice, and caused more unevennesses in the ice.

Large amounts of meltwaters were concentrated in the N and NW slopes of Jorpulipää, caused by local topography and the gradient of ice surface. Meltwaters uncovered the bedrock in great areas and eroded numerous channels in bedrock split by joints and softened by preglacial weathering.

Rapidity and erosion ability of meltwaters alternated greatly depending on the seasons, local topography, and other characteristics of the terrain. Irregular variations have thus originated in glaciofluvial deposits.

Very small ice lakes of short duration were formed in places, topographically most favorable, near the ice border. A slightly more extensive ice lake was dammed in the flat valley of Iso-oja. The water level of this lake dropped successively after discharge channels, situated still lower, had become free of ice in the most southern forks of the Ivalojoki watercourse.

Literature

- AHLMANN, H. W:SON. The fourteenth of July Glacier in scientific results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934. *Geogr. Ann.* XVII. 1935.
- AUROLA, E. Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises. *Bull. Comm. géol. Finlande* 144. 1950.

- VON ENGELN, O. D. Phenomena associated with glacier drainage and wastage, with especial reference to observations in the Yakutat Bay region, Alaska. *Zeitschr. f. Gletscherkde* 6. 1911.
- ESKOLA, P. Ivalojoen kullasta. *Suom. Tiedeakatemia. Esitelmät ja pöytäkirjat* 1925. Helsinki. 1926.
- FRÖDIN, G. Några bidrag till frågan om det afsmältande istäckets ytlutning. *Geol. Fören. Förh.* 37. 1915.
- »— Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. *Bull. Geol. Inst. Upsala* 19. 1925.
- GRANLUND, E. Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. *Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca, N:o 26.* 1943.
- HÖGBOM, B. Einige fluvioglaziale Erosionsrinnen im nördlichsten Sweden. *Bull. Geol. Inst. Upsala* 15. 1916.
- LOBECK, A. K. *Geomorphology.* New York and London. 1939.
- LUNDQVIST, G. Isavsmältningen inom Bergslagen. *Geol. Fören. Förh.* 57. 1935.
- »— Norrlands jordarter. *Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 457.* 1943.
- MANNERFELT, C. M:SON. Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandisens avsmältningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. *Geogr. Ann.* 1945.
- MIKKOLA, E. On the physiography and late-glacial deposits in Northern Lapland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 96. 1932.
- »— Suomen geologinen yleiskartta. *Lehdet B7-C7-D7. Muonio—Sodankylä—Tuntisajoki. Kivilajikartan selitys. The general geological map of Finland. Sheets B7-C7-D7. Explanation to the map of rocks.* 1941.
- RUDBERG, S. Kursudalar i Norrbotten. *Geol. Fören. Förh.* 71. 1949.
- SAKSELA, M. *Malminetsintä.* Jyväskylä 1949.
- SARLIN, E. Kultalöydöistä Suomen Lapissa. *Suomen Teollisuushallituksen Tiedonantoja* 32. 1902.
- SAVOLAINEN, E. *Lapin kulta.* Suomen Kemistilehti N:o 1. 1950.
- TANNER, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappmarken och angränsande trakter. *Bull. Comm. géol. Finlande* 38. 1915.
- »— The problems of an esker, Kollaz'jokk'gaekke in Petsamo, Lapland. *Fennia* 50. 1928.
- TARR, R. S. The Yakutat Bay region, Alaska. *U. S. Geol. Survey, Prof. Pap.* 64. 1909.
- THORSLUND, P. Kvartärgeologiska iakttagelser inom östra Storsjöområdet i Jämtland. *Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 429.* 1939.
- WENNERBERG, G. Differentialrörelser i inlandisen. Sista istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. *Medd. fr. Lunds geol.-min. Inst. N:o 114.* 1949.
- VISSER, PH. Von den Gletschern am obersten Indus. *Zeitschr. f. Gletscherkde* 16. 1928.

A Preliminary Survey of the Peat Bogs of the Alpine Belt of Northern Basutoland

Dr. E. M. VAN ZINDEREN BAKKER

Bloemfontein

The Drakensberg range along the eastern border of Basutoland is from a climatic and a plant-ecological point of view, an important area in Southern Africa. The high belt of this range has a pronounced oceanic alpine climate and bears a vegetation which is unique. The peat bogs occurring in this area are of great significance as the Drakensberg range forms the most important watershed of South Africa.

Delimitation of the alpine belt

Approaching Basutoland from the western side there are no spectacular changes in vegetation as the whole area is more or less covered by grassveld. This appearance of the vegetation is greatly conditioned by man. Scrub-forest or bush in former times must certainly have covered most of the kloofs and sheltered valleys and may even have been encroaching on the mountain slopes. Now only little patches of dense bush are found as relics in the less accessible ravines up to the altitude of about 7000 feet above sea level. On the eastern face of the Drakensberg, where climatic conditions are more favourable for the growth of trees, a belt of temperate forest may originally have covered the mountain slope up to the same altitude or probably higher (ACOCKS 1953).

The high growing elements of the forest communities are all of the scrub type. This vegetation belt just above the upper limit of forest growth can be compared with the »Gürtel der Grosssträucher», the zone of tall shrubs, described in the Alps by BRAUN-BLANQUET (1913). This belt is found in the northwestern part of Basutoland approximately between the altitudes of 7000 and 9000 feet and consists on the western side, of, *Leucosidea sericea*,

Rhus lucida, *Buddleja corrugata*, etc. and on the Natal side of *Leucosidea sericea*, *Podocarpus latifolius*, *Widdringtonia dracomontana* and macchia elements. This belt should, as is done in the Alps, be included in the so-called Alpine Vegetation Belt.

The alpine habitat

The true Alpine Belt, where the vegetation only consists of shrubs and smaller lifeforms, ranges in Basutoland from an altitude of about 7000 feet up to the top of the highest peak, the 11,425 feet Thabana Ntlenyana or Beautiful Little Mountain, which is now considered to be the highest mountain of Southern Africa.

The climate in the alpine region is temperate in summer, with temperatures not rising above 60° F. and severely cold in winter, the day temperatures only rising 10° F. above freezing point. The rainfall, which mostly occurs in summer, is estimated to be about 40 inches per year, but the northern part, especially the high range along the Natal border, will receive much more rain. The rainfall figure here is not known but may be as high as 50 inches per annum. Mist often prevails in this part specially at night. Although the rainfall is usually high, two periods of severe drought are known to have occurred within one hundred and thirty years (STOCKLEY 1947). Snowfall, which has been recorded for every month of the year, is considerable in winter and sometimes covers the southern slopes for some months. The climatic conditions cause the plants to have a dwarfed alpine appearance.

The wet climate does not usually allow the soil to dry out very much. This soil originated from the rich volcanic parent rock, the Drakensberg basalt, which occupies the high ranges of the mountain area approximately above the altitude of 6000 to 8000 feet (STOCKLEY 1947). The soil, although shallow on the steep slopes, is of a very valuable quality, rich in humus, black to chocolate brown in colour, with a high water retaining capacity and tending to become boggy. The rock, according to chemical analyses quoted by STOCKLEY (1947) and STAPLES (1938), is rich in K_2O , CaO and P_2O_5 . The lime has been greatly washed out of the soil through the leaching effect of the rain, but it still contains much potash, phosphoric oxide and besides these elements an unusually high percentage of nitrogen.

The alpine grassveld

The alpine grassveld has been characterized by ACOCKS as »*Themeda-Festuca Alpine Veld*». STAPLES (1938) divides this type of vegetation into

the *Seboku grassland* or rooigras-land and the *Letsiri grassland* or sour-veld. The latter type of vegetation is confined to the real alpine belt at levels generally above 9000 feet, but comes on the southern slopes down to altitudes of about 7000 feet. This vegetation type, which is comparatively rich in grass species, also consists of many Composites especially herbs and undershrubs of the genus *Helichrysum*.

On the high ridges, which are very much exposed to cold winds, the undershrub *Helichrysum trilineatum* DC. is dominant. The soil on these localities is shallow and the surface rocky. This *Helichrysum* is one of the constituents of the *Sehalahala scrub* community, which is described by STAPLES and which is encroaching in the alpine belt in overgrazed and eroded veld. *Chrysocoma tenuifolia* Berg., the main constituent of the scrub vegetation, has invaded great areas in the Basutoland mountains further south, but has not yet done much harm to the veld in the northern part, because this enjoys a more favourable rainfall.

The *Danthonia Grassland*, a variety of the *Letsiri Grassland* at high altitudes, is fairly open and parts of the surface are covered with lichens as pioneers. Most prevalent amongst them are *Parmelia* species (Sect. *Xanthoparmelia*) and *Lecidea* (Sect. *Psora*) *crystalliflora* Taylor. This last species, which also occurs in Australia, was first discovered in South Africa by Dr. LEVYNS at Montague (specimen according to Mr. S. GARSIDE in the Bolus Herbarium) and has also been recorded from the Drakensberg by Miss ESTERHUYSEN and Dr. SCHELPE. Some other miniature plants are found in the pioneer stage of this vegetation type at high altitudes, specially in little depressions, which are often found here. The most conspicuous of these is a small species of *Oxalis*, *O. depressa* E. & Z. Where these depressions are more protected and wet, another miniature plant *Rhodohypoxis rubella* (Bak.) Nel grows.

Swamps on mountain slopes

Two types of bog, one on the mountain slopes and another at the river-heads of the valleys, occur in great numbers in the alpine belt. The area in north-eastern Basutoland, where these bogs occur, is known as the barren boggy wastes.

The bogs on the slopes originate through the seeping down of surface water to the less steep areas where the soil becomes waterlogged and boggy. Peat is formed here by the dense growth of mosses and Phanerogams. The following mosses have been collected in these swamps: *Grimmia drakenbergensis* Sim, *Dicranella symonsii* Dixon, *Bartramia substricta* C.M., *Mnium*

rostratum Schrad., *Barbula xanthocarpa* C.M., *Barbula afro-fontana* (C.M.) Broth. and *Ptychomitrium grassinervum* (C.M.) Jaeg.

The following flowering plants were found in these boggy areas: *Satyrium neglectum* Schltr., *Erica frigida* Bolus, *Senecio macrocephalus* DC., *Helichrysum marginatum* DC., *Rhodohypoxis rubella* (Bak.) Nel, *Crassula setulosa* Harv. var. *robusta* Schönl., *Wurmbea kraussii* Bak., *Lobelia preslii* DC., *Eriocaulon baurii* N. & Br. and a species of *Kniphofia*.

Swamps formed around springs

When the water collected on the higher mountain slopes drain through to a lower level in the form of one or more springs, a bog of an entirely different type originates. In its early stages this swamp very much resembles a miniature sawah area, which is of an entirely natural origin. The few herdboys, who only live in this area during the summer months, do not disturb the springs by digging.

This type of swamp was found at the riverheads of the tributaries of the Pilatsueu Stream one of the sources of the Madibamatso River, which drains into the Orange River. The springs are separated by low ridges of peat, which

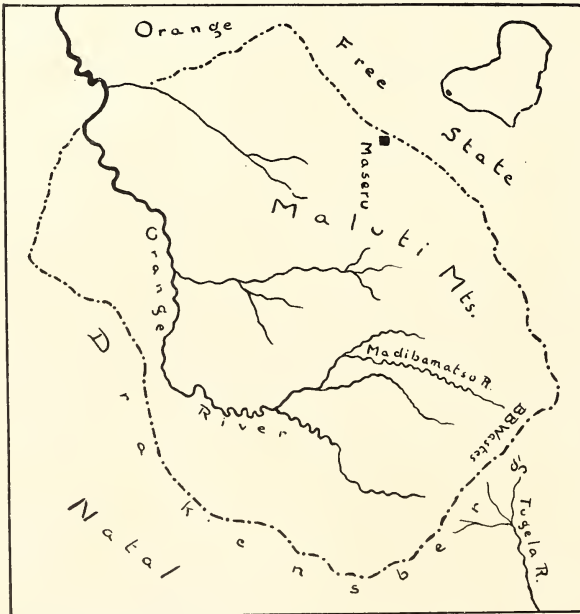


Fig. 1. Map indicating position of the barren boggy wastes in Basutoland.

is of a black to brown colour and goes down to a depth of some feet. The pools containing the springs are situated on terraces and in the rainy period the highest springs, having the strongest flow, stream over to the lower levels. The pools of the higher levels are deep and contain a black mud rich in organic matter. The pH of this water is 8.2. The community of miniature waterplants growing along the edge consists of the following interesting species: *Ranunculus meyeri* Harv., *Limosella aquatica* L. var. *tenuifolia* Hook.f., *Limosella* cf. *grandiflora* Benth., *Aponogeton spathaceum* Hook.f. var. *junceum* Hook.f., *Chara* sp., *Utricularia* sp., *Lagarosiphon muscoides* Harv. The miniature *Ranunculus meyeri* specially grows where the shallow water runs over the peaty brim into the next pool.

If bogs of this »sawah» type grow older the surface rises through the deposition of organic material and a huge cushion is formed. The peat bog also grows in a horizontal direction and gradually fills up the riverheads of the valley. One of these swamps, which was investigated, was about one mile long and the drop of the surface measured in the direction of the length of the valley was estimated at about 40 meters. Ten pools in different stages of development occurred on the surface. The strong springs were still open, although the surrounding vegetation gradually colonized the water from the edges. These pools were all connected by narrow channels through which the water sometimes flowed with great velocity to the lower level. The fast running water only contained dense colonies of filamentous algae, the more slowly streaming water was thickly colonized by *Lagarosiphon muscoides* Harv., *Aponogeton spathaceum* Hook.f. var. *junceum* Hook.f. and *Ranunculus meyeri* Harv. The pools themselves vary in diameter from 50 to 10 meter. The depth was about 5 to 25 cm.

In deeper water only submerged plants, as already mentioned, are found. In more shallow water the above mentioned plants are mixed with the following species: *Eleocharis limosa* Schultes, *Scirpus fluitans* Linn., *Juncus* sp., *Limosella capensis* Thbg., *Carex flava* Linn., The Cyperaceae amongst these plants colonize the water in dense communities. In the pools, which have recently received silt through erosion from the surrounding slopes *Poa annua* Linn. colonizes the shallow water with its long rhizomes.

In the later stages of the succession *Eriocaulon baurii* N. & Br., *Kniphofia* sp. and the mosses *Drepanocladus sparsus* C.M. and *Barbula afro-fontana* (C.M.) Broth. occur. On dry places *Bryum capillare* Hedw. and *B. argenteum* Hedw. are found.

On the area between the pools the peat is covered with a dense growth of the following species of flowering plants: *Lobelia aquatica* Phillips, *Rhodo-*

hypoxis rubella (Bak.) Nel, *Crassula setulosa* Harv., *Carex flava* Linn., *Bupleurum mundtii* Ch. & Schltr., *Silene burchellii* Otth., *Forbesia* sp., *Koeleria cristata* Pers., *Helichrysum marginatum* DC., probably a *Tetraria* sp., *Athrixia fontana* Mac Owan and a number of previously mentioned mosses.

Pollen analysis

In order to obtain information about the vegetation of the bogs and its surroundings in the past a pollen analytical study was made of the peat deposits. A number of borings of the black, clayish peat were made with the Hiller peat auger. Two cores were sampled in an old deposit, which had grown to a thickness of 200 cm. (A) and two in a younger peat bog, which was only 90 to 100 cm. thick (B). Samples of the borings were only analyzed at great intervals of 10 cm. They were treated with the acetolysis method and carefully chlorinated. The fossil pollen content of the deposits proved to be fairly high, but the grains were mostly shrivelled.

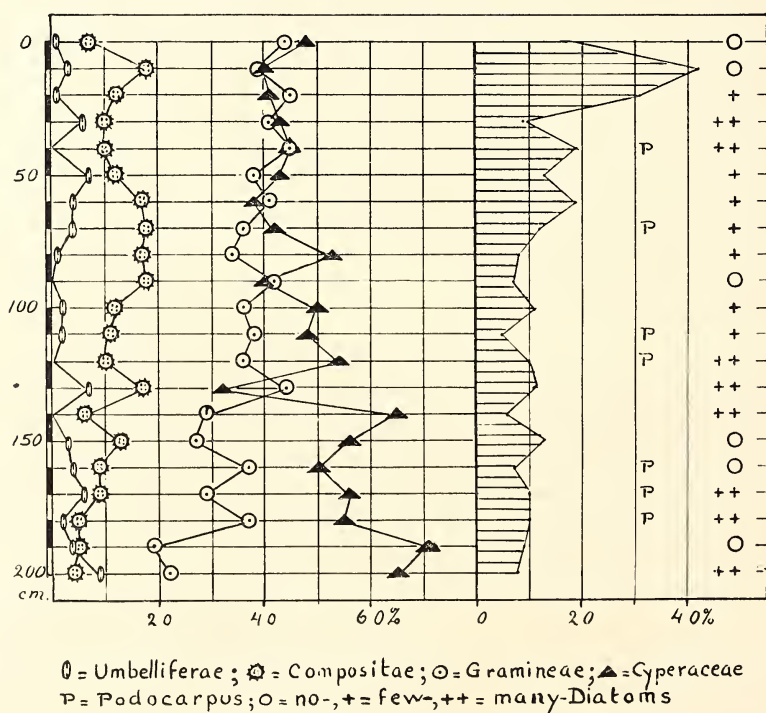


Fig. 2. Pollen diagram of peat bog A in the barren boggy wastes — Basutoland
Curve of the herbs (varia) on the right.

In the pollen sum the Gramineae, Cyperaceae, Compositae and Umbelliferae are included, as the vegetation of the bogs and the surrounding mountain slopes consists principally of plants belonging to these families. Of every sample 150 pollen grains of the pollen sum were counted. As the result of the analyses of the borings in the deposits A and B are identical, only those of boring A (Fig. 2) are discussed here.

Tree pollen was not found except for *Podocarpus* pollen, which was very rare in many of the samples. These grains must have originated from the temperate forest on the Natal side of the Drakensberg.

The percentage of the Compositae pollen varies between 4 and 18. The Compositae curve shows a steady increase to the level of 60—70 cm. and subsequently a decrease, followed by another slight increase. Although the differences are small the percentages are definitely higher in the top half of the diagram than in the bottom half. The percentage of pollen grains of insect-pollinated plants such as the Compositae, is often very much influenced by the vegetation of the immediate surroundings and can therefore not be of the same importance for pollen analysis as that of wind-pollinated plants such as Gramineae and Cyperaceae (COETZEE & v. ZINDEREN BAKKER, 1952).

The herb pollen curve has a high maximum in the top part.

In general the grass pollen curve shows an increase towards the top of the diagram. The percentage varies between 19 and 45 %. The grass pollen percentage is very low compared with the pollen spectrum of the dry *Cymbopogon-Themeda veld* around Bloemfontein, where an annual percentage of 90.32 was found (COETZEE & v. ZINDEREN BAKKER, 1952).

The percentage of the Cyperaceous pollen, which is extremely high in the lower half of the diagram, decreases towards the top and shows several minima.

The main feature of the diagram is, that the difference between the percentages of the grass and the Cyperaceous pollen decreases and disappears above the 70 cm. level. There are two explanations possible for this fact, the first of which is that the diagram mainly gives an image of the plant succession on the bog itself. In this case the diagram would show that the Cyperaceae were predominant in the early stages of the succession and have gradually given way to the grasses.

Several points can be raised against this assumption. It is in the first place not very likely that a pollen spectrum in an open, windswept mountain area would only represent the immediate surrounding vegetation. Further the pollen spectrum of surface samples taken in different stages of the succession generally give the same picture as the top part of the diagram (Table I).

Table 1. Pollen spectra of surface samples

Sample No.	Cyp.	Gram.	Comp.	Umb.	Varia
612	43	36	13	8	18
597	48	43	4.5	4.5	37
573	42.5	42.5	9	6	13
568	50	44	4	2	36

No. 612: sample of mud from a spring surrounded by many Cyperaceae.

» 597: surface sample of peat near pools surrounded by Cyperaceae.

» 573: surface sample of peat from ridge between two pools covered with *Carex flava*, *Poa annua*, *Rhodohypoxis rubella*, *Limosella capensis*, etc.

» 568: surface sample of clayish silt from a pool covered by a pure stand of *Agrostis subulifolia*.

The stratigraphy of the bog also indicates that the pollen diagram does not only give a picture of the plant succession of the bog itself. The samples often contained many diatoms as is characteristic for deposits laid down in cold water. The number of diatoms, indicated in the diagram, gives a rough picture of the conditions of the peat surface at the time of deposition. The diagram shows that there does not exist a correlation between the presence of many diatoms and the maxima in the Cyperaceae pollen curve. The sample of -90 cm. must for instance have been deposited in dry conditions as the absolute pollen frequency was low and the pollen was corroded and badly shrivelled. In accordance with this the sample did not contain diatoms and showed a Cyperaceae pollen minimum. On the other hand the -130 cm. sample, which had the same characteristics, contained many diatoms.

All these facts show that the pollen sequence gives a representation of the changes of the vegetation in the mountain area surrounding the bogs. The Cyperaceous pollen can be taken as an indicator of wet conditions, while the grass pollen represents the drier vegetation types. The general trend of the pollen sequence indicates a process of slow drying out. The Cyperaceae minima at -130 cm. and -90 cm. may represent periods of severe drought. To prove this assumption beyond doubt, analyses of other borings will be necessary but the preliminary results show that the valleys of the barren boggy wastes have been more wet in former times. The process of drying out seems to have come to a standstill, as the pollen diagram does not show important changes above the 70 cm. level. A detailed study of this phenomenon is of great importance for the understanding of the climatic history of South Africa.

It is not yet possible to estimate the age of the peat as the rate of growth of these deposits is not known. The production of plant material cannot be high in the alpine climate, but the decomposition of organic material is on the other hand also retarded under the prevailing climatic conditions. Compared with northwestern Europe the peat bog A of 200 cm. depth must at least be 2000 years old and may even be much older.

The grey clay found to a depth of 3 feet in the silted up pools on one terrace could not be analyzed as it did not contain enough pollen. Some *Pinus* pollen grains in this silt indicated that the silting up must have occurred in recent times after pine trees had been introduced in South Africa and had been planted on the distant mountain slopes on much lower levels. This silting up in historic time gives an indication of the soil erosion which is occurring at present.

Conclusion

The peat bogs, which occur in the alpine belt of Basutoland, are of the soligenous type and are very rare in South Africa. The preliminary results of the investigation of the fossil pollen content of these bogs indicate that more wet conditions have prevailed in the Drakensberg range in prehistoric times.

These bogs are of great importance as they form the natural sponge which regulates the waterflow of the largest watershed of South Africa. The bogs are in great danger of being eroded and washed away since the alpine region has for the last 60 years been more and more intensively used for grazing during the summer. Protection of the riverheads and especially the bogs becomes more urgent every year because the overpopulation of Basutoland leads to more intensive settlement in the alpine belt.

Acknowledgements

I wish to extend my appreciation to Mrs. A. JACOT-GUILLARMOD, who organized and led the expedition into the barren boggy wastes. The South African Council for Scientific and Industrial Research gave financial support for this undertaking. Mr. S. GARSIDE kindly named the collected mosses and lichens at the Bolus Herbarium (Cape Town) and the flowering plants were determined by the Herbarium of the Kirstenbosch National Botanic Gardens. Thanks are due to Dr. W. J. LÜTJEHARMS, professor of Botany at the University of the Orange Free State, in whose department the work was carried out.

Literature

- ACOCKS, J. P. H. Veld Types of South Africa, Bot. Survey of S.A., Memoir No. 28 with map, Pretoria, 1953.
- BRAUN-BLANQUET, J. Die Vegetationsverhältnisse der Schneestufe in den rhätisch-lepontischen Alpen. Neue Denksch. Schweiz.Naturf.Ges., 48, 1913.
- COETZEE, J. A. & v. ZINDEREN BAKKER, E. M. The Pollen Spectrum of the southern Middleveld of the Orange Free State. S.A.Journ.Sci., 48 (9), 275—281, 1952.
- PHILLIPS, E. P. A Contribution to the Flora of the Leribe Plateau and Environs, etc. Annals S.A.Mus., 16 (1), 1—379, 7pl., 1917.
- STAPLES, R. R. & HUDSON, W. K. An ecological survey of the Mountain Area of Basutoland, Maseru, Basutoland, 1938.
- STOCKLEY, G. M. Report on the Geology of Basutoland, Maseru, Basutoland, 1947.

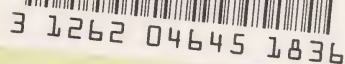
910.58
A188
V.14
1955-

ACTA GEOGRAPHICA

14

	Page
1. Oswald Menghin: Väinö Auer und die prähistorische Forschung in Fuego-patagonien	7
2. Leo Aario: Finnish Researches Concerning Hinterland Problems	15
3. Reino Ajo: A Geographical Review of the Formation of Parishes in Finland before the Beginning of Communal Government in 1865	19
4. Erkki Aurola: Über die Geschiebeverfrachtung in Nordkarelien	32
5. Angel V. Borrello: Depósitos limnoglaciales en la región de Río Turbio Santa Cruz (Patagonia)	53
6. Arturo Burkart: Adesmia Aueri, nova species, nebst Bemerkungen über den Pollen der Gattung Adesmia (Leguminosae)	66
7. Dino A. Cappannini: Análisis microscópico de las muestras del perfil de la gruta de Inthulasi Prov. San Luis	70
8. A. E. Corte: Contribución a la morfología periglacial especialmente criopedológica de la República Argentina	83
9. I. A. Crotti de Úbeda Molina: Suelos podsólicos de Tierra del Fuego. Su caracterización petrológica	103
10. Willi Czajka: Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien	121
11. Armando L. De Fina: El distrito agroclimático de Helsinki y su discrepancia con los distritos Argentinos	141
12. Joaquin Frenguelli: Crisostomatáceas Platenses	149
13. Esa Hyypä: On the Pleistocene Geology of Southeastern New England.	155
14. E. H. Kranck: The Bedrock Geology of the Clyde Area in Northeastern Baffin Island	226
15. Hermann Lautensach: Die Insel Ischia	249
16. R. R. Martín: Los turbales y bosques fueguinos	286
17. M. M. Miller: A Nomenclature for Englacial Structures	291
18. Karl Mölder: Die Entwicklungsgeschichte des Sees Siikajärvi im mittleren Uusimaa	300
19. Martti Salmi: Additional Information on the Findings in the Mylodon Cave at Ultima Esperanza	314
20. Matti Sauramo: On the Nature of the Quaternary Crustal Upwarping in Fennoscandia	334
21. Igor Svento: Über die Handelsbetriebe und Handelsgebiete im Einflussgebiete der Stadt Mikkeli	349
22. Auvo A. Sääntti: Die Vegetation des Kokemäenjoki-Deltas im Lichte von Bodentopographie und Deltaentwicklung	359
23. Lucas A. Tortorelli: La lucha por la vida en bosques Argentinos	379
24. K. Virkkala: On Glaciofluvial Erosion and Accumulation in the Tankavaara Area, Finnish Lapland	393
25. E. M. van Zinderen Bakker: A Preliminary Survey of the Peat Bogs of the Alpine Belt on Northern Basutoland	413

Text 422 pages, 40 maps in the text, and 102 figures.

[illegible]

FLARE



31262046451836

FLARE